



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

CAVIDADES NATURALES EN ROCAS MAGMÁTICAS LAS CUEVAS EN ROCAS PLUTÓNICAS



Tesis Doctoral
Marcos Vaqueiro Rodríguez
2017

INSTITUTO
UNIVERSITARIO
DE NEOLOXÍA
ISIDRO PARGA PONDAL





UNIVERSIDADE DA CORUÑA

O Profesor D. Juan Ramón Vidal Romaní

CERTIFICA

Que o traballo de investigación orixinal titulado: CAVIDADES NATURALES EN ROCAS MAGMÁTICAS.LAS CUEVAS EN ROCAS PLUTÓNICAS foi realizado por Don Marcos Vaqueiro Rodríguez, e que como director do mesmo autoriza a súa presentación como memoria de Tese Doutoral con obxecto de que sexa xulgada polo tribunal correspondente.

E para que así conste, expido e asino o presente documento na cidade da Coruña o 21 de novembro de dos mil dezaseis.

Asdo. Juan Ramón Vidal Romaní

Director da Tese de Doutoramento

Asdo Juan Arturo Santaballa López

Tutor da Tese de Doutoramento

Serie /NOVA TERRA

**CAVIDADES NATURALES EN
ROCAS MAGMÁTICAS:
LAS CUEVAS EN ROCAS
PLUTÓNICAS**

Marcos Vaqueiro Rodríguez

A Coruña 2017

Portada: Marcos Vaquero Rodríguez

Colada de marcosita (pigotita) en la cueva granítica de bloques de Tronceda (Mondoñedo, Galicia, España)

CAVIDADES NATURALES EN ROCAS MAGMÁTICAS LAS CUEVAS EN ROCAS PLUTÓNICAS

INDICE

AGRADECIMIENTOS	9
RESUMEN	11
1 INTRODUCCIÓN	13
1.1. Antecedentes	13
1.2. Distribución del fenómeno	16
Localización geográfica de las zonas de estudiadas	18
1.4. Encuadre geológico de las cuevas estudiadas	18
1.5. Datos climáticos de las zonas estudiadas: pluviometría y temperatura	20
1.6. Paleosismicidad y fallas activas	22
1.7. Justificación y objetivos	22
1.8. Metodología	25
1.8.1. Topografía y cartografía subterránea	25
1.8.2. Cronología absoluta y relativa de cuevas en rocas magmáticas	25
1.8.2.1 Cronología relativa	25
1.8.2.2 Cronología absoluta	26
1.8.3. Correlación y análisis de series temporales largas	26
1.8.3.1 Ondículas y transformadas de ondículas	28
1.8.3.2 Transformadas de cruce y coherencia de ondículas	29
1.8.3.3 Herramientas para el procesamiento de series temporales	30
1.8.4. Identificación de sistemas	31
1.8.5. Redes neuronales artificiales y mapas multiparamétricos no lineales	33
1.8.5.1 Neuronas artificiales	34
1.8.5.2 Redes neuronales tipo MLP	35
1.8.5.3 Redes para series temporales TLFN: Time-Lagged Feedforward Networks	38
1.8.5.4 Focused Gamma Neural Networks	39
1.8.6. Ajuste de parámetros en mapas no lineales: Optimización heurística	42
1.8.6.1 Optimización mediante algoritmos genéticos	44
1.8.6.2 Algoritmos GESA (Guided Evolutionary Simulated Annealing)	48
1.8.7. Ajuste paramétrico de los neuromodelos	51
1.8.7.1 Ajuste de la topología de la red	53
1.8.7.2 Conjuntos de entrenamiento y validación. Selección del mejor modelo	54
1.8.7.3 Ajuste paramétrico de neuromodelos multifunción mal condicionados	55
1.8.8. Fotografía y fotografía 3D	63

2 REPRESENTACIÓN MORFOLÓGICA DE LAS CUEVAS GRANÍTICAS...67

2.1. Objetivos de la representación morfológica	67
2.2. Contenido	68
2.2.1. Base cartográfica	69
2.2.2. Formulación topográfica y metodología	70
2.2.2.1 Dimensiones de las cavidades	70
2.2.2.2 Evaluación del error y su compensación	70
2.2.2.3 Elaboración de la base cartográfica	71
2.2.3. Mapas morfológicos generales y de detalle	71
2.2.4. Maqueta tridimensional	72
2.2.4.1 Integración GIS	73
2.2.4.2 Modelos 3D	73
2.3. Litología	75
2.3.1. Génesis de la cavidad: tectónica, meteorización/erosión y dinámica de vertiente	75
2.3.2. Cronología del desarrollo de la cavidad: cronología absoluta y relativa. . .	76
2.3.3. Dinámica fósil y actual de la cavidad	76
2.4. Depósitos y espeleotemas en la cavidad.	76
2.5. Representación de formas “stricto sensu”.	78
2.5.1. Simbología para la representación de materiales arqueológicos.	79
2.5.2. Simbología para la representación de materiales paleontológicos	79
2.5.3. Simbología de formas biológicas: bioespeleotemas..	79
2.5.4. Simbología de formas geológico/geomorfológicas: formas erosivas y formas agradativas.	81
2.5.4.1 Discontinuidades planares con indicación de buzamiento	81
2.5.4.2 Dirección y pendiente o buzamiento.	81
2.5.4.3 Estructuras de lajas y deslizamientos (a favor del lajamiento) . . .	81
2.5.4.4 Dolina de hundimiento/límites de zonas colapsadas.	81
2.5.4.5 Caídas de bloques, colapso y subsidencia.	81
2.5.5. Formas de erosión	82
2.5.5.1 Marmitas	82
2.5.5.2 Acanaladuras y socavaciones de erosión laterales	82
2.5.5.3 Paleoflujos y paleoniveles	83
2.5.6. Formas de alteración	84
2.5.6.1 Tafone	84
2.5.6.2 Pseudo-karren o pseudo-rills.	84
2.5.6.3 Microformas de alteración	84
2.5.6.4 Lateral notches	85
2.5.7. Formas poligénicas	85
2.5.7.1 Pseudo-gubiazos (onglets or pressure scales)	85
2.5.7.2 Trazas de eventos paleosísmicos	85
2.5.8. Aguas subterráneas	86
2.5.8.1 Anastomosis	86
2.5.8.2 Sifonamientos permanentes o estacionales	86
2.5.8.3 Zonas con goteo	87
2.5.8.4 Manantiales subterráneos	87

2.6. Código de colores para la representación del relieve: exo y endo-pseudokárstico . . .	87
2.7. Inventario de cavidades en rocas plutónicas	87

3 TIPOS DE CAVIDADES NATURALES DESARROLLADAS EN ROCAS

MAGMÁTICAS (PLUTÓNICAS Y VOLCÁNICAS)	89
3.1. Sobre la clasificación del pseduokarst y sus cuevas	89
3.2. La fábrica estructural en las rocas magmáticas. El diagrama clásico de Hans Closs: Cross joints, longitudinal joints and flat-lying faults. Problems and some additions . . .	93
3.3. Tipos de cavidades en rocas magmáticas	97
3.3.1. Cuevas estructurales desarrolladas a favor de planos de discontinuidad principal	98
3.3.2. Cuevas desarrolladas a favor de bandas de cizalla	124
3.3.3. Cuevas asociadas a sheet structure	129
3.3.4. Cuevas tafoni: Formas tipo Cachola o Cacheira	136
3.3.5. Cuevas formadas por la acumulación de bloques	143
3.3.5.1 Acumulaciones asociadas a grandes movimiento de bloques	143
3.3.5.1.1 Ríos de bloques	145
3.3.5.1.2 Mares de bloques, campos de bloques	163
3.3.5.2 Cuevas asociadas a acumulaciones de bloques con poco movimiento	167
3.3.6. Cuevas de lava y tubos volcánicos	170
3.3.6.1 Chimeneas volcánicas	172
3.3.6.2 Tubos volcánicos	172
3.3.6.3 Cuevas moldes de troncos	176
3.3.7. Cuevas de erosión marina	177
3.4. Cuevas no magmáticas relacionadas	192
3.4.1. Cuevas en diques de cuarzo	192
3.4.2. Cuevas en cuarcitas	193

4 GRANDES SISTEMAS DE CUEVAS EN GRANITOS ESTUDIADOS EN LA

PENINSULA IBERICA	197
4.1. Ríos de bloques: El sistema de A Trapa	198
4.1.1. Localización	199
4.1.2. Marco geológico	199
4.1.3. Topografía morfológica principal y derivada	199
4.1.4. Descripción del sistema	203
4.1.5. Esquema estructural	230
4.1.6. Aguas subterráneas y red de drenaje	230
4.1.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones	231
4.1.8. Génesis y evolución de la cueva	233
4.1.8.1 Intensa fracturación	234
4.1.8.2 Inestabilidad de pendientes: Análisis de equilibrio límite	234
4.1.8.3 Energía de activación	236
4.1.8.4 Evolución del río de bloques y de la cueva	237
4.1.8.5 Circulación de agua subterránea en discontinuidades con elevado gradiente	240

4.2. Sistemas estructurales no asociados con curso activo: A Furna	240
4.2.1. Localización	241
4.2.2. Marco geológico	241
4.2.3. Topografía morfológica.	241
4.2.4. Descripción del sistema.	244
4.2.5. Esquema estructural	250
4.2.6. Aguas subterráneas y red de drenaje	250
4.2.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones	252
4.2.8. Génesis y evolución de la cueva	253
4.3. Sistemas estructurales con curso activo: El sistema de O Folón	253
4.3.1. Localización	254
4.3.2. Marco geológico	254
4.3.3. Topografía morfológica.	254
4.3.4. Descripción del sistema.	255
4.3.5. Esquema estructural	270
4.3.6. Aguas subterráneas y red de drenaje	270
4.3.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones	273
4.3.8. Génesis y evolución de la cueva	274
4.4. Sistemas estructurales con grandes cursos subterráneos: El sistema de Albarellos.	277
4.4.1. Localización.	277
4.4.2. Marco geológico	277
4.4.3. Topografía morfológica.	278
4.4.4. Descripción del sistema.	280
4.4.5. Esquema estructural	303
4.4.6. Aguas subterráneas y red de drenaje	303
4.4.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones	305
4.4.8. Génesis y evolución de la cueva	306
5 VALORES NATURALES Y PATRIMONIALES ASOCIADOS.	309
5.1. Las cuevas en granitos y su biota	309
5.2. Depósitos.	314
5.2.1. Clastos	314
5.2.2. Terracitas.	315
5.2.3. Depósitos fluviales	316
5.2.4. Ritmitas y depósitos varvados.	316
5.2.5. Depósitos heterogéneos.	316
5.2.6. Espeleotemas y neominerales	317
5.2.6.1 Estruvita	318
5.2.6.2 Evansita-Bolivarita	318
5.2.6.3 La Pigotita	319
5.2.6.4 Espeleotemas de silicio	325
5.2.6.5 Calcita	332
5.2.6.6 Espeleotemas y bioespeleotemas no identificados	333
5.2.7. Trampas naturales: Restos Paleontológicos y Arqueológicos.	334
5.3. Valor intrínseco del patrimonio natural y cultural	339
5.3.1. Registros paleoclimáticos	340
5.3.2. Registros de ADN fósil	341

5.4. Riesgos asociados a la promoción de los valores naturales	344
5.4.1. Identificación de los peligros existentes	346
5.4.2. Evaluación de riesgos	348
5.4.2.1 Derrumbes	348
5.4.2.2 Avenidas e inundaciones	351
5.4.2.3 Riesgos ambientales: Contaminantes de origen biológico	351
5.4.2.4 Accidentes causados por seres vivos: Zoonosis	354
5.4.2.5 Exposición a radiaciones naturales	354
5.4.2.6 Exposición a contaminantes químicos	357
5.5. Conservación del pseudokarst en rocas magmáticas	357
6 MICROCLIMA EN LAS CUEVAS EN ROCAS PLUTÓNICAS.	361
6.1. Introducción Revisión de mecanismos y esquema general.	361
6.2. Dinámica térmica subterránea: Revisión de mecanismos y procesos.	366
6.3. Monitorización del medio subterráneo	371
6.3.1. Registros de series temporales discretas a largo plazo	371
6.3.2. Registros y muestreos puntuales	372
6.3.3. Distribución de las estaciones de muestreo.	373
6.3.4. Resumen de datos	378
6.4. Estaciones externas de referencia	378
6.5. Determinación de los factores con mayor influencia en la microclimatología de la cavidad	382
6.5.1. Ventilación natural: Correlación Ivd _m – Tcd _m	382
6.5.2. Pluviometría: Correlación Ipd _m – Tcd _m	384
6.5.3. Correlación entre las series externos Tadm y Tgdm	387
6.5.4. Correlación entre Tcd _m y Tgdm	387
6.5.5. Correlación entre Tcd _m y Tadm	389
6.6. Modelos blancos: Calor aportado por difusividad térmica.	389
6.6.1. Método armónico	393
6.6.2. Método basado en la transformada de Laplace (LTM).	397
6.7. Las cavidades en granitos como sistemas dinámicos no lineales	398
6.7.1. Sistema de A Cunchosa.	399
6.7.1.1 Modelo dependiente de la profundidad	399
6.7.1.2 Modelo no dependiente de la profundidad	400
6.7.2. Sistema de A Trapa	401
6.7.2.1 Modelo Tgdm-Tcd _m dependiente de la profundidad con suavizado de datos.	402
6.7.2.2 Modelo Tadm-Tcd _m dependiente de la profundidad sin suavizado de datos.	402
6.7.2.3 Correcciones al modelo dependiente de la profundidad sin suavizado de datos.	404
6.7.2.4 Backtest	405
6.7.2.5 Modelo no dependiente de la profundidad	406
6.7.2.6 Modelo de estado vectorial no dependiente de la profundidad.	407
6.7.3. Sistema de A Furna	409
6.8. Dinámica térmica de la cavidad: Ecuación de Fourier	411
6.8.1. Sistema de A Trapa: Un ensayo por método explícito	417

6.8.2. Sistema de A Furna: Microclima, dinámica térmica y bioespeleotemas . .	417
6.8.2.1 Procesado del modelo LD	418
6.8.2.2 Procesado del modelo HD	419
6.8.2.3 Efectos del calor radiogénico	425
6.8.2.4 Aproximación al sólido semi-infinito: Control de los efectos del borde	426
6.8.2.5 Modelo final: Condensación preferente y bioespeleotemas	430
6.9. Extensión de los modelos en el tiempo.	430
6.9.1. Serie histórica AEMET (La Coruña) para el período 1882-2005	434
6.9.2. Reconstrucción térmica 5-2000 yr B2k	436
6.10. Dinámica de altas frecuencias: Análisis de las series horarias	437
6.10.1. Sistema de A Trapa	438
6.10.2. Sistema de A Furna	440
6.11. Circulación subterránea de agua	441
6.12. Confortabilidad y climatología subterránea	442
6.12.1. Confortabilidad de A Furna	444
6.12.2. Confortabilidad de A Trapa	446
6.12.3. Confortabilidad de A Cunchosa	448
6.13. Extensión de modelos: Cuevas en rocas magmáticas en Marte	448
7 SÍNTESIS Y CONCLUSIONES	453
7.1. Cuevas en rocas magmáticas	453
7.2. Valores naturales y culturales	456
7.2.1. Espeleotemas y biominerales	456
7.2.2. Patrimonio cultural	456
7.2.3. Análisis y evaluación de riesgos	457
7.3. Espeleogénesis de los grandes sistemas en granitos	458
7.4. Modelado del microclima de varios sistemas en granitos	461
7.4.1. Modelado e identificación de sistemas	461
7.4.2. Dinámica térmica	462
7.4.3. Dinámica termohigrométrica	462
7.4.4. Sobre las zonas de ocupación	464
7.4.5. Cuevas en Marte	464
7.5. Conclusiones	464
BIBLIOGRAFIA	467
ANEXOS	485
A1. INVENTARIO DE CAVIDADES EN ROCAS PLUTÓNICAS	485
A2. CARTOGRAFÍA MORFOLÓGICA	487

Agradecimientos

Entré en el mundo de la espeleología hace más de 28 años tras visitar unas cavidades kársticas en Serra de Enciña de Lastra. A mi regreso me encontré con que vivía en un paisaje desarrollado mayoritariamente sobre rocas plutónicas donde las cuevas, cuando existen, se han desarrollado bien en fisuras, o debajo de acumulaciones de bloques, o eran viejas y abandonadas minas de agua excavadas por la especie humana a lo largo de los siglos. Ese era el paisaje subterráneo al que tenía acceso, y fue el que empecé a visitar asiduamente y a topografiarlo y estudiarlo desde 1987.

En 1990 visité por primera vez el sistema de *O Folón*, y poco después conseguí una publicación escrita por J.R. Vidal-Romaní dedicada al estudio de las cuevas en granitos, a la génesis de las microformas sintetizadas en el modelo elástico de formación de cavidades, basado en el criterio de rotura de Mohr-Coulomb, donde se describe de forma tan sencilla como precisa la formación de tafone (cacholas) en el dominio endógeno, es decir en el interior de la litosfera aunque también sea aplicable al dominio superficial para el caso de rocas sedimentarias.

En 1998 contacté con investigadores de otros países europeos dedicados al estudio del pseudokarst participando en un Congreso en Alemania donde presenté los primeros resultados sobre las cuevas graníticas estudiadas en Galicia. Y a principios del año 2000 contacté con *Instituto Universitario de Xeoloxía* para publicar en los *Cuadernos* un trabajo sobre las cuevas en granitos localizadas al sur de la ría de Vigo. No soy geólogo, en aquella época era ingeniero técnico, y para mi sorpresa, cuando esperaba que rechazaran el artículo, me encontré con una persona interesada en “las cuevas que no podían existir”, que apreció el trabajo, y que a partir de ese momento contribuyó al desarrollo ulterior en mi formación científica a lo que dedicó su tiempo con generosidad y respeto. Llevo más de 15 años estudiando cuevas y colaborando con el *Instituto Universitario de Xeoloxía* en proyectos relacionados con ellas, y el colofón ha sido ésta Tesis.

Los proyectos evolucionan y no se estancan porque alguien los estimula y promueve. Esta Tesis no se hizo sólo por mi interés en la materia sino porque se plantearon nuevos retos y se orientó mi línea de trabajo contribuyendo a su internacionalización y a su difusión. Por todo ello mi especial agradecimiento a mi director de tesis, maestro y amigo Dr. Juan Ramón Vidal Romaní por sus muchos días dedicados, por su guía, enseñanzas, debates, correcciones, respaldo, constante estímulo y entusiasmo ante cada nueva cueva.

Trabajar en cueva es una actividad en equipo, no un trabajo individual: Requiere de personas preparadas, colaboradoras, capaces e implicadas; dedicadas tanto a la exploración, como a la (ingrata) logística necesaria para el desarrollo de cualquier actividad subterránea entre las que incluyo tanto las puramente espeleológicas (exploración, instalación, equipamiento, topografía, fotografía), como las específicas de investigación (muestreos, sondeos, ...).

Al neófito en la materia le puede resultar difícil visualizar la magnitud del esfuerzo necesario para llevar adelante una sesión de trabajo científica en cueva, pero para muchas de las sesiones de trabajo de campo que se han realizado, cada participante en la expedición ha tenido que transportar hasta cueva más de 15 kg de material y equipo. Y una vez en cueva tuvo que desplazar necesariamente todo ese equipamiento a lo largo de galerías y pasajes estrechos, verticales e inclusive a lo largo de cascadas y cursos subterráneos activos. Y dentro del material transportado van incluidos equipos electrónicos sensibles y delicados con todos

sus embalajes (espectrómetro gamma, sensores y registradores termohigrométricos, anemómetros, equipos de topografía: teodolitos, trípodes, dianas), PDA's, equipo de instalación (taladro, baterías, anclajes, mosquetones, cuerdas,...), equipo fotográfico y de iluminación, ...

Cualquiera de las topografías de los grandes sistemas estudiados suponen más de 400 horas de trabajo de las que al menos el 40% son horas de cueva para 2 o 3 personas, realizadas durante más de 30 sesiones de trabajo. Pero topografiar requiere un conocimiento previo del escenario, la cueva, y esto supone al menos otras tantas expediciones de exploración, equipamiento y preparación del trabajo. Por todo ello, sin olvidar compañeros de cueva de otros clubs en los que estuve, mi sincero agradecimiento a mis buenos amigos y colegas del *Club de Espeleología A Trapa (CETRA)* con los que entro en el inframundo y que de forma desinteresada y altruista han dedicado su tiempo libre al equipamiento, exploración, estudio, fotografía, promoción y topografía de estas cuevas, posibilitando la realización del trabajo que ahora se materializa en esta Tesis Doctoral. Mi especial y sincero agradecimiento a Reinaldo Costas Vázquez, Rosa María Suárez Pérez, David Costas Suárez y Begoña Barreiro Ben.

La apertura del gran Oeste Americano se logró gracias a los exploradores y pioneros que encontraron y abrieron vías a los colonizadores. No hay por tanto que olvidar a los descubridores de todas las cuevas estudiadas. No hay cueva que investigar si alguien no la ha descubierto antes y, sobre todo, por el tipo de trabajo requerido, si el que la descubre no la identifica como tal y la acerca a los investigadores que luego la estudiarán. Mi especial agradecimiento a todos ellos, y en especial a: Manuel Otero, que me llevó por primera vez, en primavera de 1990, al sistema de *O Folón*. Un mes después empecé mi primer gran proyecto topográfico. A Juan Ramón Vidal Romaní, descubridor del sistema de *O Cibro* en el Pindo (1984) y de *Os Profundos* en Montelouro. A Alfonso Rodríguez González, quien me descubrió el sistema de *A Trapa* (2007). A Manuel Jesús Fuentetaja, explorador de ríos y buscador de cuevas, sin el cual no habría sido posible la localización de los sistemas de *Albarelos* (2012) y *Tronceda* (2015). A Juan Jesús Sánchez Alcón, defensor y promotor de Montehermoso y sus tierras, sin el cual habría sido imposible la visita y acceso al sistema de *Las Potras* (2014).

Y a Ana Martelli Emancipato por sus precisas traducciones al inglés de muchos de mis trabajos. Gracias a ello mis aportaciones son conocidas en todo el mundo científico.

Por último agradecer con todo mi cariño a mi esposa Begoña y mis hijos Marcos y Esteban, como parte que me apoyó en el proyecto renunciando al tiempo y dedicación que tanto merecen.

RESUMEN

CAVIDADES NATURALES EN ROCAS MAGMÁTICAS. LAS CUEVAS EN ROCAS PLUTÓNICAS

Las cavidades en rocas plutónicas son un medio poco conocido hasta el momento. Pero a pesar de las escasas y dispersas referencias a este tipo de cuevas en la literatura científica, el Atlas sobre pseudokarst de CHABERT y COUBORN (1997) incluye un centenar de grandes cavidades emplazadas en rocas plutónicas, un número que se incrementa cada día.

Esta Tesis se centra de forma general en las cuevas desarrolladas en granitos (rocas plutónicas) y específicamente en los grandes sistemas de cuevas en granitos de la Península Ibérica.

En una primera fase se elaborará una cartografía geomorfológica específica (planta, alzados, secciones, modelo 3D), cartografiando formas de erosión, formas estructurales y formas de acumulación (espeleotemas y bioespeleotemas), en base a la que se tratará de definir una cronología para estas cavidades y las dinámicas activa y fósil que se presentan en este tipo de medios subterráneos.

Estas cuevas pueden ser de 3 tipos. El primer tipo son las cuevas de fisura, desarrolladas aprovechando planos de falla o de fractura que han canalizado los procesos de meteorización y luego han sido vaciadas de las alteritas por erosión. El segundo tipo y a el pertenecen la mayor parte de las que se estudiarán en esta Tesis se han definido aprovechando los huecos existentes en los depósitos de vertiente formados por colapso gravitatorio de bloques. En la mayor parte de los casos las dimensiones de los huecos entre bloques dependen totalmente de las dimensiones de los bloques. A veces, cuando la acumulación de los bloques tiene lugar en fondos de valle la escorrentía superficial es canalizada a través de estos huecos aunque el agua apenas produce modificaciones en el espacio que no sean marmitas turbillonares (*pot hole*) o canales rocosos de erosión. En otros casos las cuevas de bloques se han producido por la apertura de formas convexas (tor, castle kopje, inselbergs, etc) en las que la estructura previa de la roca se ha abierto por creep rocoso generándose el hueco por la separación de los bloques. En el interior de estas cavidades los depósitos preservan registros sedimentarios de distinta entidad de los que se puede obtener información sobre la evolución del medio subterráneo desde que la cavidad se ha formado. El tercer tipo de cuevas, de gran singularidad aunque de dimensiones más modestas, son los tafoni. En este tipo, la cavidad se limita al ámbito del bloque afectado por el proceso.

De los 3 tipos de cuevas es al segundo al que se dedica específicamente esta Tesis.

La primera parte de la Tesis se refiere al estudio de la génesis de estas cuevas definiendo en lo posible los mecanismos implicados en el movimiento de los bloques y la cronología del movimiento, ambos aspectos muchas veces irresolubles especialmente por la falta de criterios adecuados.

La segunda parte de la Tesis se refiere a la definición de las características microclimáticas que definen el entorno subterráneo. Se pretende conseguir el desarrollo de un modelo matemático (*black-box* o *gray-box model*) que represente la dinámica del microclima en este tipo de cuevas.

Muchos trabajos sobre karst asumen que las cuevas son sistemas dinámicos causales, continuos, invariantes en el tiempo y lineales. Sin embargo los primeros ensayos previos realizados indican que estas cuevas deberían tratarse con técnicas de identificación de sistemas dinámicos no lineales. Así los modelos se construirán mediante redes neuronales artificiales con topologías especializadas en series temporales. Estas redes presentan como características fundamentales la capacidad de aprendizaje, generalización y abstracción, lo que permite extraer modelos continuos a partir de series "rotas". La optimización multiparamétrica mono- o multiobjetivo se resolverá mediante métodos heurísticos..

Como fase previa a la identificación debe determinarse la correlación entre las variables físicas que intervienen en el sistema, y que se presentan como series temporales largas no estacionarias. Se hará uso de transformadas *wavelet* lo que ha mostrado ser una herramienta de análisis especializada para el estudio de procesos no estacionarios, multiescala, y desarrollados en un dominio finito espacial y temporal.

Otra parte de la Tesis se centra en la evaluación y análisis de riesgos de estos sistemas: Por un lado, muchas de estas cavidades son el drenaje de cursos de agua importantes y presentan un riesgo de avenidas especialmente peligroso para los visitantes. También, por el tipo de litología y en el caso de que no exista drenaje a través de ellas, se añaden los riesgos derivados de los altos niveles potenciales de radón, lo que puede convertir a estas cavidades en trampas o depósitos de este tipo de gas y productos radioactivos derivados (cesio). Por otro lado estas cuevas son acumulaciones de bloques de gran potencia, lo que conlleva analizar cual es su estabilidad y cual su riesgo potencial de reactivación.

ABSTRACT

NATURAL CAVES IN MAGMATIC ROCKS. CAVES IN PLUTONIC ROCKS

Caves developed in granite terrains are landscapes little known so far. But despite the few and scattered references in the scientific literature to such type of caves, the Atlas on Pseudokarst written by CHABERT & COUBORN (1997) includes a hundred of large cavities located in plutonic rocks, a number which is increasing every day.

This Thesis is in general focused on the caves developed in granites (plutonic rocks) and especially on the large granite cave systems of Iberia Peninsula.

In a first phase they will be mapped erosional forms, structural forms and depositional (mainly speleothems and bio-speleothems) forms, to develop specific geomorphological maps (plan and elevation views, crossover profiles, 3D models), on which will be intended to define a chronology for these cavities and also the active and fossil dynamics which are present in this type of underground environment.

These caves can be of three types. The first type are fissure caves, which are developed taking advantage in those fault or fracture planes where weathering processes were well developed and where the alterations were removed after by erosion. The second type, and here belongs to the majority of the samples that will be studied in this Thesis, have been defined taking advantage of existing voids in slope deposits formed by gravitational collapse of blocks. In most cases the size of the gaps among blocks depend entirely on the dimensions of the blocks. Some times when the accumulations of blocks occur at the valley bottoms, the runoff waters are channelized through these gaps, although the water scarcely produces changes in space than pot holes or erosion channels. In other cases boulder caves have been developed by opening convex forms (tor, castle kopje, inselbergs, etc), (that is) in which previous rock structure has been opened by rock(y) creep giving place to the cavity due to the separation of blocks. The deposits inside these cavities preserve sedimentary records of different entity from which we can get information on the evolution of the underground environment since the cave is formed. The third type of caves, of great singularity though more modest dimensions, are tafoni caves. Here the cavity is limited to the scope of the block affected by the process.

From the three types of granite caves, this Thesis is specifically focused in the second one.

The first part of this Thesis studies the genesis of these caves, and so defining as far as possible, the involved mechanisms that produce block and boulder movements and also the chronology of these movements, both aspects often intractable especially by the lack of an appropriate criteria.

The second part of the Thesis studies the microclimatic characteristics that defining the underground environment. Our objective is to build a mathematical model (black-box or gray-box model) which copy the underground microclimatic dynamic inside these type of caves.

Many works on karst caves assume that caves are causal dynamic systems, continuous, invariant on time and lineal. However the first data analyzed shows that these type of caves should be processed using non-linear dynamic system identification strategies. So mathematical models will be developed using artificial neural networks, mainly those specialized on processing time series. These networks are characterized by their learning, generalization and abstraction capacities, and so they are capable to develop and extend continuous models from broken datasets (series). Multiparametric mono or multiobjective optimization will be solved by heuristic approaches.

As previous phase to system identification, it must be determined the correlation among physic variables that interact in the system and that in our problem all they are long non-stationary time series. We will use wavelet transforms due they are an specialized tool to study non-stationary process, multiscale, and developed both in finite spatial and time domains.

Another part of this Thesis is focused on the assessment and risk analysis of these systems: On one hand many of these cavities are draining important water courses and so there is a risk of avenues especially dangerous for visitors. Also by the type of lithology and when there isn't drainage through the cave, a potential risk arising from high levels of radon are added, which can become these cavities in traps or natural deposits of this type of gas and their children radioactive subproducts (cesium). On the other hand these caves are accumulations of blocks of large thickness which requires to analyze stability and their potential risk of reactivation.

RESUMO

COVAS NATURAIS EN ROCHAS MAGMÁTICAS. AS COVAS EN ROCHAS PLUTÓNICAS

As cavidades en rochas plutónicas son un medio pouco coñecido polo de agora. Mais a pesar das poucas e dispersas referencias a iste tipo de covas na literatura científica, o Atlas sobre pseudocasts de CHABERT e COUBORN (1997), inclúe un centenar de grandes covas emprazadas en rochas plutónicas, un número que se incrementa cada día.

Esta Tese céntrase de forma xeral nas covas desenvoltas en granitos (rochas plutónicas) e especificamente nos grandes sistemas de covas en granitos da Península Ibérica.

Nunha primeira fase elaborárase unha cartografía xeomorfolóxica específica (planta, alzados, seccións, modelo 3D), cartografiando formas de erosión, formas estruturais e formas de acumulación (espeleotemas e bioespeleotemas), en base á que se tratará de definir unha cronoloxía pra istas cavidades e máis as dinámicas activa e fósil que se atopan neste tipo de medios baixoterreños.

Estas covas poden ser de tres tipos. O primeiro tipo son as covas de fisura, desenvoltas aproveitando os planos de falla o de rotura que teñen canalizado os procesos de meteorización e logo teñen sido valeiradas das súas alteritas pola erosión. O segundo tipo, e é o que pertencen a maior parte das covas que se estudan nesta Tese, definíronse aproveitando os ocos existentes nos depósitos de vertente formados polo colapso gravitatorio de bloques. As veces cando a acumulación dos bloques acontece nos fondos dos vales, a escorrentía superficial canalízase a través deste ocos inda que a auga apenas desenvolve modificacións no espazo soterraño mais aló de marmitas e canles de erosión. Noutros casos as covas de bloques desenvóléronse pola apertura de formas convexas (tor, castle kopje, inselbergs, etc), nas que a estrutura previa da rocha abríuse por esvaramento, xenerándose o oco pola separación dos bloques. No interior destas cavidades os depósitos preservan rexistros sedimentarios de distinta entidade dos que se pode obter información sobre a evolución do medio baixoterreño dende que se desenvolveu a cavidade. O terceiro tipo de covas, de grande singularidade inda que de dimensións máis modestas, son as cacholas. Neste tipo, a cavidade límitase ao ámbito do bloque afecto polo proceso.

Dos tres tipos de covas, ista Tese adícase especificamente ao segundo tipo.

A primeira parte da Tese refírese ao estudo da xénese destas covas definindo no posible os mecanismos implicados no movemento dos bloques e a cronoloxía do movemento, ambos aspectos moitas veces irresolubeis especialmente pola ausencia de criterios axeitados.

A segunda parte do proxecto de Tese refírese á definición das características microclimáticas que definen o entorno baixoterreño. Preténdese conseguir un modelo matemático (*gray-box* ou *black-box model*) que represente a dinámica do microclima neste tipo de covas.

Moitos traballos sobre o carst asumen que as covas son sistemas dinámicos causais, continuos, invariantes no tempo e liñais. Nembargantes os primeiros ensaios realizados amosan que istas covas deberían tratarse con técnicas de identificación de sistemas dinámicos non liñais. Así os modelos constrúense mediante redes neuronais artificiais con topoloxías especializadas en series temporais. Iestas redes presentan como características fundamentais a súa capacidade de apredizaxe, xeneralización e abstracción, o que permite obter modelos continuos a partir de series de datos “rotas”. A optimización multiparamétrica mono o multiobxectivo resolverse mediante métodos heurísticos.

Como fase previa á identificación débese determinar a correlación entre as variables físicas que interveñen no sistema e que se presentan como series temporais longas non estacionarias. Farase uso de transformadas *wavelet* por canto téñense amosado como unha ferramenta de análise especializada no estudo de procesos non estacionarios, multiescala e desenvoltos nun dominio finito espacial e temporal.

Outra parte da Tese céntrase na avaliación e análise dos riscos destes sistemas: Por un lado moitas destas cavidades son a drenaxe de cursos de auga importantes e presentan un risco de avenidas especialmente perigoso para os visitantes. Tamén polo tipo de litoloxía e no caso de que non exista drenaxe a través delas, engádense os riscos derivados dos altos niveis potenciais de radón, o que pode converter a istas cavidades en trampas ou depósitos deste tipo de gas e produtos radioactivos derivados (cesio). Por outra banda istas covas son acumulacións de bloques de gran potencia, o que conleva analizar cal é a súa estabilidade e cal o seu risco potencial de reactivación.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

Ocurre en la naturaleza de manera evidente que determinadas formas (microformas, meso y macroformas) generadas como resultado de una acción geodinámica cualquiera, se presentan en rocas de diferente composición y con idénticas características geométricas (ERASO y PULINA, 1994). Es el caso de la cuevas: Están presentes por todo el mundo y se presentan en la mayoría de los tipos de rocas (BOSTON et al., 2004). No son formas exclusivas de las zonas kársticas. Son frecuentes en otros tipos de litologías y existen en regiones carentes de karst (URBAN Y OTESKA, 1998).

La propia definición de cueva no vincula el concepto al tipo de roca y tampoco se restringe a ningún proceso genético específico: Según CHABERT & COURBON (1997:14) una cueva es un espacio natural subterráneo de tamaño suficiente para que acceda el ser humano. Y con la misma concepción antropocéntrica, STONE (1953) la define como *“una cavidad natural bajo la superficie terrestre, cuyas dimensiones son medibles en metros (pies) y cuyas paredes son substrato rocoso, y que generalmente se extiende en una oscuridad absoluta”*.

También ocurre en ciertos lugares de la corteza terrestre que una parte de las aguas procedentes de la lluvia y de los ríos se infiltran hacia el interior de la tierra a través de fisuras y huecos por donde circulan, dando origen a cursos y ríos subterráneos y cavernas. Esta circulación subterránea del agua es capaz de disolver en unos casos, o de lavar en otros, las paredes de la roca, que pueden estar constituidas también por diferentes litologías, generando a su vez determinadas morfologías concretas excavadas en la roca, y que son perfectamente reconocibles por sus características geométricas.

Todas estas formas generadas por mecanismos de disolución, tanto en la superficie (formas exokársticas o superficiales) como en el interior de los macizos rocosos (formas endokársticas o subterráneas), así como la peculiar organización de la circulación subterránea del agua (red de drenaje), representan el fenómeno de la karstificación cuyo resultado es el karst. Bajo el término karst s.s. se engloban las formas de paisaje superficiales o subterráneas creadas por la disolución de rocas carbonatadas (calizas y dolomitas). Según HALLIDAY (2007): *“Karst is a specific type of terrain (or landscapes) with characteristic suites of well-known surface and subsurface dissolutional features. The latter result from integrated subsurface drainage”*.

Cuando las rocas no son carbonatadas pero si son solubles como el yeso, la sal y ciertas areniscas, y dan lugar a paisajes similares a los kársticos, muchos autores prefieren usar el término parakarst (GILLI, 2015:4). Y bajo el término “pseudokarst” se engloban todas las cavidades no kársticas (y no parakársticas) incluyendo las cavidades desarrolladas en rocas magmáticas. Su definición más clásica, más simple y genérica incluida en el diccionario de FILED (2002): *“The pseudokarst term is used to describe landscapes containing karst-like features such as caves and dolines, but not formed by bedrock dissolution as in true karst”*.

La característica más esencial en este proceso kárstico es la ampliación de fisuras y huecos interconectados ante la circulación de agua a través de ellos y cuya principal consecuencia es la generación, por disolución, de toda una serie de morfologías modeladas en

la roca. La existencia del karst, tanto en su aspecto hidrogeológico (la presencia de pozos, sumideros, red de cavernas, ríos subterráneos y surgencias) como geomorfológico (existencia de numerosas y variadas formas endo y exokársticas) se produce mayoritariamente en rocas solubles tales como la caliza (karst *s.s.*), las sales o el yeso (parakarst). Pero no es exclusivo de dichas litologías: El proceso de karstificación se da también en rocas como la cuarcita (silicakarst) (WRAY, 1997) y el hielo (ERASO & PULINA, 1994).

Así, determinadas formas exokársticas y endokársticas generadas en el proceso de “karstificación” son idénticas en su geometría, y en consecuencia, inmediatamente reconocibles a pesar de desarrollarse en rocas de muy variada litología (ERASO & PULINA, 1994). HALLIDAY (2007) describe el pseudokarst como *“un terreno donde una amplia variedad de procesos no disolucionales forman paisajes análogos a ciertos tipos de karst. Presentan un considerable rango de características, recursos y valores comunes con el karst, incluyendo las cuevas y los dos (karst y pseudokarst) están relacionados a través de un amplio espectro de procesos y características”*. Esta semejanza de morfologías, especialmente de excavación, en distintas litologías es denominada convergencia de formas (ERASO & PULINA, 1994), independientemente de si las causas que las motivaron son idénticas en todos sus aspectos, comparables solamente bajo algunos de ellos, o completamente diferentes. Este proceso de convergencia conlleva la existencia de una autosemejanza en los procesos actuantes.

KEMPE & HALLIDAY (1997) añaden como rasgo importante a la definición del pseudokarst, la existencia de un drenaje subterráneo a través de los huecos vacíos que hacen de conducto: *“Pseudokarst are landscapes with morphologies resembling karst, and/or may have a predominance of subsurface drainage through conduittype voids, but lack the element of long-term evolution by solution and physical erosion”*.

Es también en 1997 cuando CHABERT & COURBON presentan el primer atlas mundial sobre cuevas no calcáreas, y que incluye tanto cavidades parakársticas como pseudokársticas. Centrándonos en los apartados de este atlas dedicados a cuevas en rocas magmáticas, que es el objeto de esta Tesis, y a partir de la breve caracterización que se incluye en el atlas, podemos abordar una primera aproximación a la extensión del fenómeno, terminología (se respeta el término original, traduciendo del francés) y tipología de cavidades en este tipo de rocas. Existirían así cuevas en rocas magmáticas en Alemania (granitos y basaltos), Argentina (gneis y basalto), Australia (granitos y rocas volcánicas), Austria (granito y gneis), Brasil (granito y gneis), Camerún (granito y gneis, fisuras de formación tectónica; basaltos), Canadá (granito), China (tubos volcánicos), Corea (tubos volcánicos), Dinamarca (granitos, cuevas litorales), Ecuador (granitos y basaltos), España (granitos y rocas volcánicas), Estados Unidos (granito, gneis, anortosita); cuevas de talud; cuevas volcánicas), Finlandia (granitos), Francia (rocas volcánicas, granitos; caos de bloques graníticos; gneis y cuarcitas), Reino Unido Gran Bretaña (granitos, tubos volcánicos, cuevas de mar en basaltos), Grecia (gneis, cueva litoral), Guinea Ecuatorial (granito), Hungría (andesita, basalto, granito), India (granito, gneis), Indonesia (granito, rocas volcánicas), Islandia (rocas volcánicas), Italia (granito, gneis, cuarcita, rocas volcánicas), Japón (granito, cueva de bloques; rocas volcánicas), Kenia (rocas volcánicas), Laos (rocas volcánicas), Marruecos (basalto), Mauricio (tubos volcánicos), México (grutas de lava), Micronesia (basaltos, tubos de lava), Nigeria (granito), Noruega (granito y gneis, cuevas de mar, cuevas de mar fósiles), Uganda (tubo de lava), Papúa – Nueva Guinea (rocas volcánicas), Filipinas (rocas intrusivas y volcánicas; cuevas de mar), Tahití (rocas volcánicas), Portugal (tubos de lava), República Checa (ortogneis), Isla Reunión (rocas volcánicas), Rumanía (rocas magmáticas), Rusia (rocas volcánicas), Ruanda (rocas volcánicas), Salvador (rocas

volcánicas), Samoa (rocas volcánicas), Eslovaquia (granito, rocas volcánicas), Eslovenia (rocas volcánicas, pegmatitas), Suecia (granito, gneis; cuevas de abrasión, cuevas-túneles, grutas tectónicas, grutas “glaciares”), Suiza (granito, sistema de diaclasas verticales, cuevas de fisura), Turquía (rocas volcánicas, andesita), Venezuela (granito), Vietnam (basalto, tubos de lava).

En el ámbito de las rocas plutónicas, TWIDALE (1982) y VIDAL ROMANÍ (1985; 1989) definen como cuevas en estas litologías los tafone y a otras formas presentes, e introducen para las cavidades emplazadas en granitos el concepto de cuevas estructurales: *“Relacionadas con zonas de fragmentación y alteración subsiguiente en macizos graníticos pueden encontrarse cavidades producidas como consecuencia de la canalización del agua subterránea, a través de ellas y de la erosión de la roca alterada allí...”*, estableciendo una distinción clara con otro tipo de ríos techados por bloques: *“... No incluimos aquí las cuevas de caos de bloques, producidas como consecuencia de la acumulación de bloques al pie de una vertiente rocosa entre los que puede seguirse un recorrido similar al de una cavidad”*.

También IKEDA (1998: 102-107) dedica un capítulo a varias cuevas coreanas desarrolladas en graniodorita (cueva *Yasumori*, cueva *Ootani-heisei*, cueva *Oyobi Andigu*, y cueva de *Toraiwatera*), incluye algunos ríos techados, y trata estas cuevas como un fenómeno de cuevas pseudokársticas. También describe cuevas de mar en la Isla Birou (Japón), aunque no las incluye dentro de los fenómenos pseudokársticos (IKEDA 1998: 61).

SJÖBERG (1994a) estudia en su Tesis Doctoral 53 cuevas localizadas en Suecia, asociadas a superficies rocosas fracturadas y que el autor clasifica en dos grandes grupos: Cuevas en paredes de roca colapsada (taludes rocosos), y cuevas formadas en rocas *moutonnées* divididas. El propio SJÖBERG (1994b) realiza un estudio morfológico y morfogenético de 66 cuevas marinas en Suecia, y que denomina como cuevas-túnel (*tunnel cave*): *“A cave formed along a vertical to subvertical crevice of tectonic origin in noncalcareous rocks... The above crevice means that the cave rarely has a completing ceiling”*.

En trabajos más actualizados TWIDALE & BOURNE (2008) sintetizan tipos y terminología para describir las distintas formas y cuevas: Citan distintos tipos de abrigos (*shelters*), y cavidades originadas por socavación basal (*niche, notch, ...*). También distinguen los tafoni y los tafoni en lajas (*sheet tafoni*).

En un ámbito más amplio, e incluyendo algunos tipos de rocas magmáticas, BELLA et al. (2004) describen los tipos genéticos de cuevas presentes en Eslovaquia: *“There are several genetic types of caves in these lithological settings: lava exhalation caves, crevice caves, crevice-breakdown caves, crevice-boulder caves, crevice weathering caves, boulders caves, weathering caves, tree mold caves, also see abraded caves... These genetic types ... are more detailed described by VÍTEK (1983), BELLA (1994), LEHOTSKÝ (1994), GAÁL & BELLA (1994), HOCHMUTH (1995), GAÁL (2003a) and others.”*

También KEJONEN (2004) presenta una actualización de sus trabajos sobre la ocurrencia de fenómenos pseudokársticos en Finlandia. Describe el criterio morfogenético que aplican para la clasificación de las cuevas estudiadas en 14 tipos. De todos los tipos, y como formaciones presentes en rocas magmáticas, cita las cuevas en fracturas de origen seismotectónico (*seismotectonic crevice causes by earthquakes*) y las cuevas por alteración pre-glaciaria. Como aspecto importante señala que la mayoría de las cuevas estudiadas son poligénicas y que por tanto en una misma cueva concurren espacios con génesis muy diferentes.

Asociadas con las cuevas y su territorio se han identificado numerosas microformas: Sumideros, canales subterráneos y surgencias asociadas ya habían sido descritas por TWIDALE (1982) y VIDAL ROMANÍ (1989) para ciertos tipos de cuevas en granitos. VAQUEIRO (2003) describe cavidades de transfluencia en granitos, incluyendo la presencia de dolinas de colapso y formas tipo *shinkhole* desarrolladas en los terrenos tipo *badland* situados sobre estos cursos subterráneos. En este mismo tipo de sistemas RICHARDS (1996) fotografía espectaculares formas de excavación (acanaladuras, marmitas turbillonares, *lateral notches*). También VAQUEIRO et al. (2007) describen paleoniveles (cursos fósiles colgados sobre el curso actual) dentro de sistemas en granitos, así como la presencia de conductos vadosos e inciso-vadosos con sección tipo *key-hole* (VAQUEIRO et al., 2010). También SJÖBERG (1994b) describe secciones similares en algunas cuevas de origen erosivo marino.

Una de las microformas convergentes por excelencia son los depósitos y espeleotemas, que al igual que ocurre en las cavidades kársticas, también están presentes en cavidades parakársticas y pseudokársticas. Alexander Caldcleugh (1826) describe por primera vez la existencia de pequeñas estalactitas de ópalo en los gneises de Río de Janeiro (Brasil). Posteriormente JOHNSTON (1837-1843) describe, también por primera vez, espeleotemas de pigotita en cavidades graníticas de origen marino en Cornwall.

A partir de 1979 VIDAL ROMANÍ et al. (1980, 1985, 2003, 2010, 2013, 2014) describen y estudian dentro de cuevas magmáticas, y de forma sistemática los espeleotemas de ópalo, en primer lugar, y de evansita, estruvita, y pigotita en una segunda fase.

En el ámbito geográfico de esta Tesis, VAQUEIRO (1992) presenta a la comunidad espeleológica gallega las primeras grandes coladas (*flowstone*) de pigotita en sistemas emplazados en granitos, datos que se mostrarían internacionalmente en 1.998 en el *Workmeeting on Granite and Sandstone Caves* de Bayreuth (Alemania). Esta misma colada se convertiría en 2007 en el primer espeleotema de pigotita del Mundo datado por radiocarbono. El trabajo fue realizado por el Instituto Universitario de Xeoloxía, mostrando así la existencia de paleoregistros dentro de este tipo de cuevas. El dato se incluyó en el poster-cartografía VAQUEIRO et al. (2007).

1.2. Distribución del fenómeno

A pesar del reducido número de estudios localizados, la existencia de cuevas en rocas magmáticas es sin embargo un fenómeno global y muy extendido. Centrado en rocas plutónicas, VAQUEIRO & VIDAL ROMANÍ (2014) siguiendo el criterio de Wheeland (PCC, 2007) han efectuado una actualización (octubre 2013) del atlas sobre pseudokarst de CHABERT & COURBON (1997), recopilando más de 286 referencias sobre cuevas en granitos y gneis de cierta entidad, distribuidas en 37 países de cinco continentes (ver figura 1.1): Estas cavidades son micro o mesoformas de las que el 50% tiene menos de 100 m de desarrollo, el 80% tienen menos de 300 m de desarrollo, y tan sólo un 4% de ellas supera los 1.000 m de desarrollo.

En una segunda revisión bibliográfica realizada para esta Tesis se han localizado más de 500 referencias sobre cuevas en rocas plutónicas y numerosas referencias a cavidades en basalto y tubos volcánicos. También durante el desarrollo de esta Tesis se han localizado y explorado dentro de la zona de estudio nuevos sistemas emplazados en rocas plutónicas.

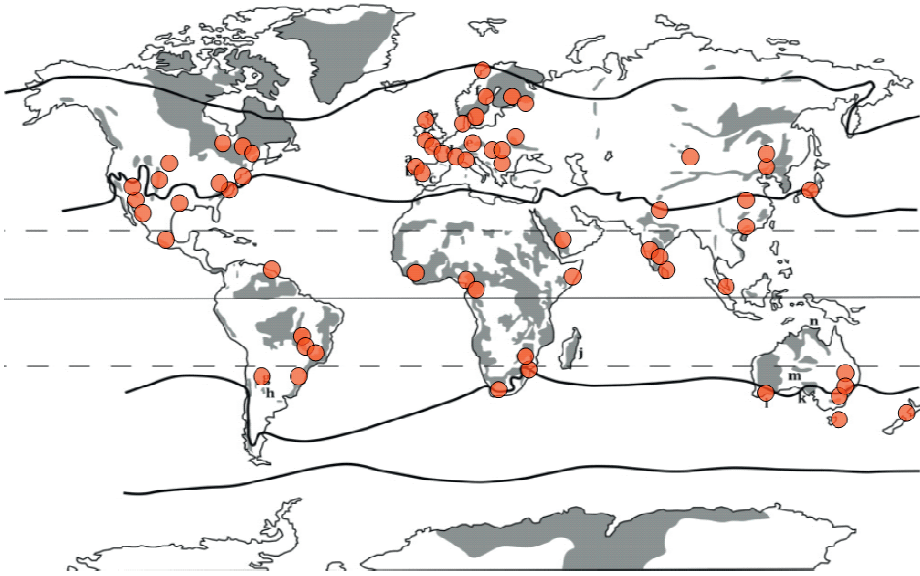


Figura 1.1: Ocurrencia del fenómeno: Distribución mundial de las cavidades emplazadas en rocas plutónicas. Los círculos rojos sitúan zonas en las que se han identificado cavidades en rocas plutónicas. Actualizado de VAQUEIRO & VIDAL ROMANÍ (2014). Los recintos grises marcan la distribución mundial de los afloramientos de rocas plutónicas.

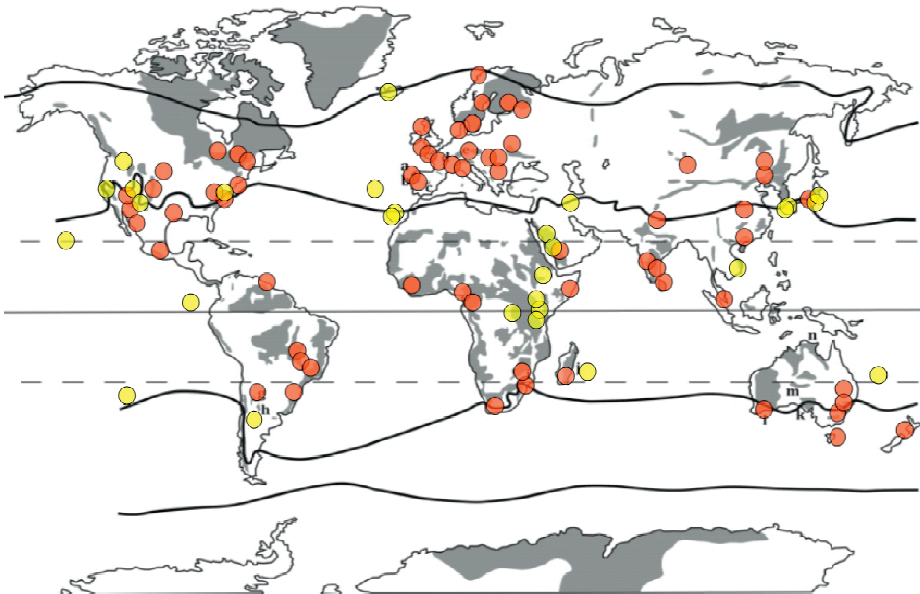


Figura 1.2: Ocurrencia del fenómeno: Distribución mundial de las cavidades emplazadas en rocas volcánicas. Sobre el mapa de la figura 1.1 con círculos en amarillo se han marcado, a *grosso modo*, las zonas dónde se localizan cavidades en rocas volcánicas.

La distribución mundial de cuevas volcánicas también es muy amplia. El listado publicado por Bob GULDEN (www.caverbob.com/lava.htm, 2016) incluye 288 cavidades emplazadas en rocas volcánicas. Presentan desarrollos de hasta 65.500 m y alcanzan profundidades de hasta 1.101,5 m. Ver figura 1.2.

Como formas asociadas, diversos autores (ESZTERHÁS et al. 1996, GAÁL, 2003b) describen pequeñas cavidades en Japón, Slovakia y Hungría que son moldes de troncos carbonizados. Este tipo de formas aparecen en muchas zonas volcánicas, pero por sus dimensiones no se incluyen en los listados de grandes cavidades.

1.3. Localización geográfica de las zonas de estudiadas

El presente trabajo reúne datos de cavidades emplazadas principalmente en rocas plutónicas, distribuidas por diferentes áreas geográficas al NO de la península Ibérica. Las cavidades estudiadas pertenecen al norte de Portugal (Valença-Monçao), a las cuatro provincias gallegas (Pontevedra, A Coruña, Ourense y Lugo), y también al norte de la provincia de Cáceres (Montehermoso). Ver figura 1.3.

La distribución de cuevas elegida pretende mostrar la ocurrencia de un mismo proceso en zonas climáticas relativamente diferenciadas.

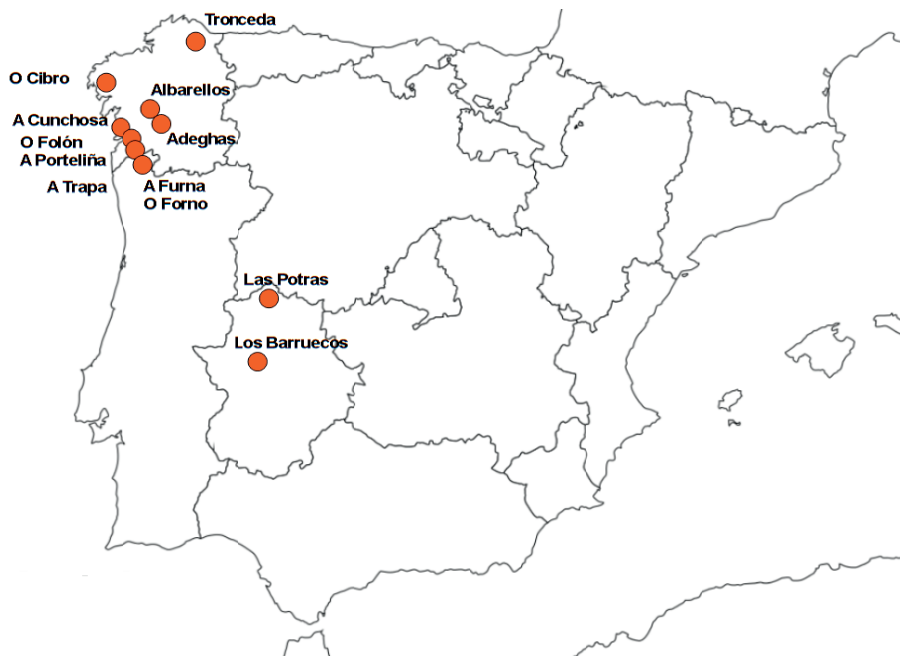


Figura 1.3: Situación aproximada de las cavidades emplazadas en rocas plutónicas que son objeto de estudio en esta Tesis.

1.4. Encuadre geológico de las cuevas estudiadas

El desarrollo del paisaje en Galicia se inició hace unos 200 millones de años (Mesozoico), mucho después que la formación de las rocas (granitos, pizarras y esquistos predominantemente) sobre las que se ha configurado, datadas mucho antes en el Paleozoico

(542-299 Myr) (JOHNSTON & GUTIERREZ-ALONSO, 2010). Durante el Mesozoico, el mega continente Pangea se divide en varias placas tectónicas, una de ellas incluyendo la región de Galicia. Consecuentemente la mayoría de los rasgos observables en la actualidad se formaron durante el Cenozoico (DE VICENTE & VEGAS, 2009; MARTÍN-GONZALEZ, 2009).

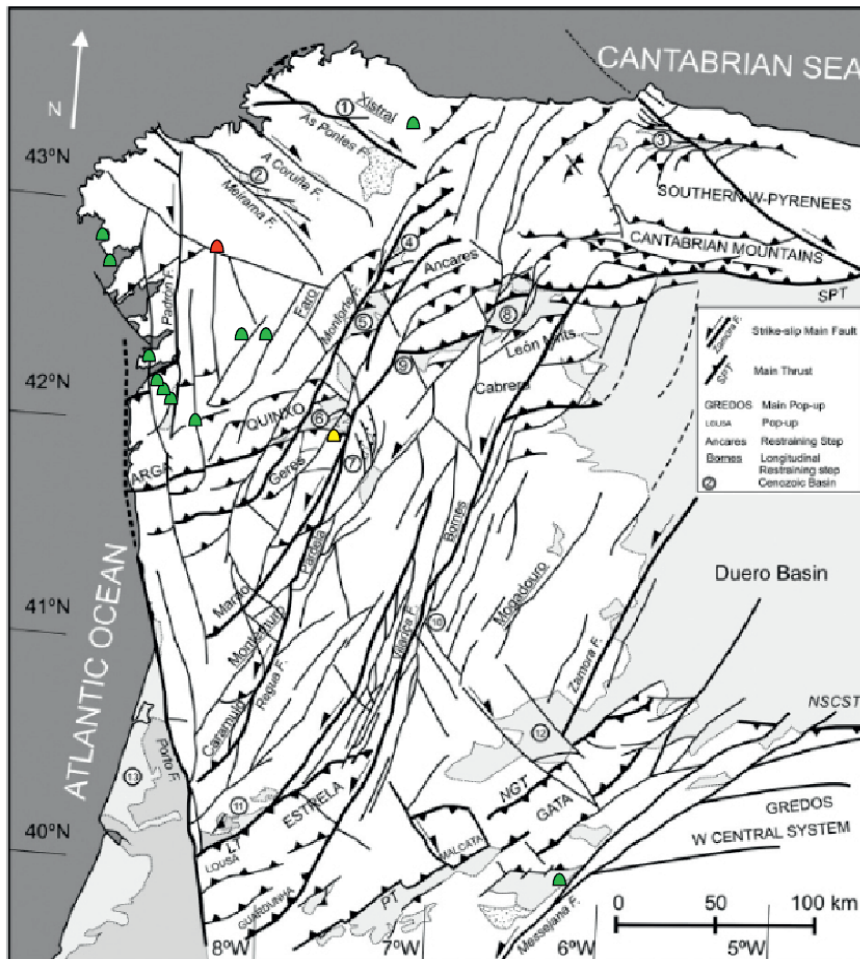


Figura 1.4: Mapa tectónico de la deformación distribuida del sistema de fallas de desgarre lateral senestral de Vilarica. Basamento del Cenozoico: 1) As Pontes. 2) Meirama. 3) Oviado. 4) Sarria. 5) Monforte. 6) Xinzo. 7) Verín. 8) El Bierzo. 9) O Barco. 10) Vilarica. 11) Lousa. 12) Ciudad Rodrigo. 13) Lusitania. Sobre la lámina original (MARTÍN-GONZALEZ, 2009) se han situado las grandes cavidades y sistemas estudiados en rocas plutónicas (verde), en diques de cuarzo (rojo), así como zonas en estudio con presencia de pequeñas agrupaciones de bloques (amarillo).

Desde el momento en que los territorios que conforman Galicia emergieron, han sido afectados por la erosión, principalmente debidas a procesos fluviales, marinos y glaciares. Durante el Mesozoico, los ríos de Galicia comienzan a fluir hacia la costa atlántica excavando

los valles que millones de años después se convertirían en una de las características geomorfológicas representativas de su costa Atlántica: las rías o tramos bajos de los valles fluviales sumergidos bajo el mar (VIVEEN et al. 2013). Sin embargo el punto de referencia más importante en la evolución del paisaje de Galicia data del Paleógeno (65 – 34 Myr), cuando la Península Ibérica fue definida como una pequeña placa entre dos placas tectónicas convergentes: La placa Euroasiática y la placa Africana. La colisión continental dió lugar a una densa fracturación y a la definición de bloques afectados por movimientos tectónicos diferenciales a lo largo del Terciario. La actividad tectónica originó las cadenas montañosas de Galicia, las sierras, y que se corresponden con el levantamiento de bloques cuyo basamento son en gran parte granitoides (O Pindo, Barbanza, O Galiñeiro, Manzaneda-Invernadoiro, Os Ancares, Gêres-Xurés, Peneda, ...). Un efecto secundario de este proceso de levantamiento fue la generación de importantes acumulaciones de bloques en la parte baja de las depresiones debido a procesos y movimientos en las vertientes, y que dan lugar a su vez, a muchos de los cursos subterráneos techados por bloques que se estudian en esta Tesis.

Las cadenas montañosas levantadas durante el Terciario favorecieron el desarrollo de pequeños glaciares por encima de los 1.000 m.a.s.l. durante el Cuaternario (2,58 Ma – 15ka). En las numerosas áreas glaciadas de Galicia con basamento plutónico (Os Ancares, Manzaneda, Peneda Gêres-Xurés, etc.) (VIDAL-ROMANÍ et al. 1990) los rasgos erosivos glaciares del Pleistoceno se han superpuesto a las formas graníticas previas.

1.5. Datos climáticos de las zonas estudiadas: pluviometría y temperatura

El Atlas Climático de la Península Ibérica delimita los distintos tipos de clima de acuerdo con la clasificación climática de Köppen (AEMET, 2011). Las cuevas y sistemas señalados en la figura 1.3 se localizan en zona de clima templado (tipo C). La temperatura media del mes más frío está comprendida entre 0 y 18°C. Ver figura 1.5.

Las cavidades estudiadas en la provincia de Cáceres se sitúan en un clima de tipo *Csa*, templado con verano seco y caluroso, mientras que las cavidades estudiadas en Galicia y norte de Portugal se sitúan en una zona tipo *Csb*, templado, con verano seco y templado.

Según el *Atlas Climático de Galicia* (XUNTA DE GALICIA, 1999), a nivel peninsular, Galicia es una franja de transición bioclimática desde el amplio y articulado perímetro costero hasta las sierras orientales y suborientales que conectan con la Meseta. La expresión climática tiene un fuerte control geográfico que se aprecia en el papel intensificador del sustrato orográfico sobre la precipitación. Las transformaciones adiabáticas de las masas de aire a lo largo de las ascensiones forzadas por los obstáculos montañosos, las deformaciones de los frentes y las desviaciones de las líneas de corriente, establecen vertientes de máxima captación de lluvias – óptimos pluviométricos- a barlovento y sectores de sombra pluviométrica en las vertientes a sotavento con respecto a los flujos de poniente, que son los de mayor frecuencia.

La figura 1.6 muestra los sectores por gradientes pluviométricos (litros cada 100 m de altitud). Las cavidades estudiadas en Galicia se sitúan en los sectores I (*Tronceda*), III (*O Cibro*, *Os Profundos de Monte Louro*, *A Cunchosa*, *O Folón*, *A Trapa*), y VI (*Albarelos*, *Adegas*). Los datos climáticos relevantes para cada cueva serán indicados en el estudio de la cavidad.

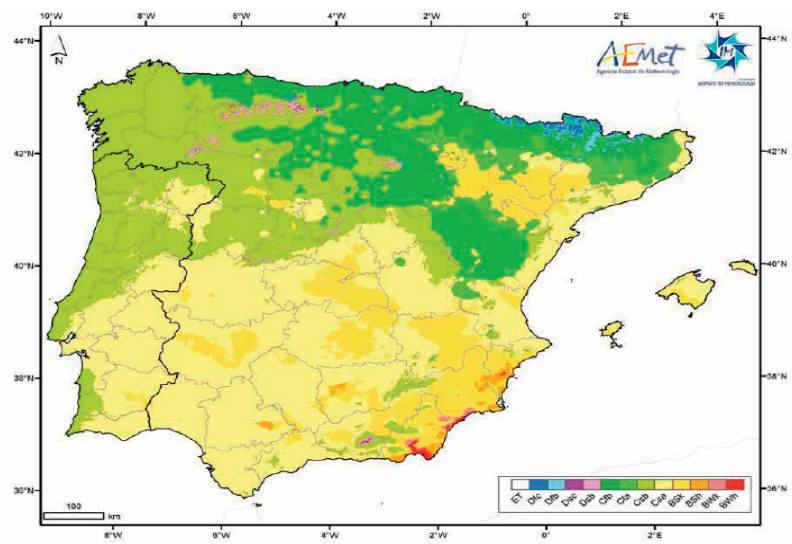


Figura 1.5: Clasificación climática de Köppen-Geiger en la Península Ibérica e Islas Baleares. Figura 6 del Atlas Climático de la Península Ibérica (AEMET, 2011).



Sector	Gradiente	Constante	Erro	r
I	100	795	85	0'96
II	106	954	103	0'87
III	93	1283	130	0'72
IV	45	882	16	0'92
V	75	647	123	0'86
VI	78	462	124	0'82
VII	39	523	61	0'90

Figura 1.6: Sectores de gradiente pluviométrico (litros cada 100 m de altitud) en Galicia. La constante es la precipitación equivalente al nivel del mar. Figura tomada del Atlas Climático de Galicia (XUNTA DE GALICIA, 1999: 78).

1.6. Paleosismicidad y fallas activas.

La sismicidad de la Península Ibérica no está limitada a la zona de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana, y a la región pirenaica, sino que se distribuye, con una menor tasa de actividad, a lo largo de todo el entrono intrapalaca (LÓPEZ-FERNÁNDEZ, 2008).

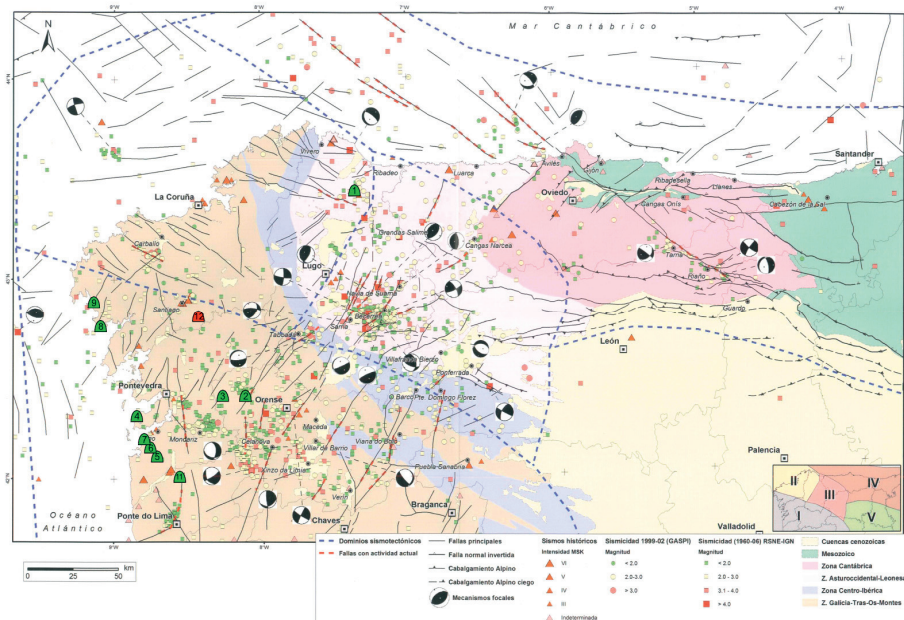


Figura 1.7: Situación de las cuevas estudiadas en el NW Peninsular con referencia a los dominos *sismotectónicos*. Plano de base tomado de LÓPEZ-FERNÁNDEZ (2008). Se referencian las siguientes cavidades y sistemas: 1) *Tronceda*. 2) *Adegas*. 3) *Albarelos*. 4) *A Cunchosa*. 5) *A Trapa*. 6) *A Toubacobreiras*. 7-10) *O Folón y A Porteliña*. 8) *O Cibro*. 9) *Louro*. 11) *Castelo da Furna*.

La mayoría de las cuevas y sistemas estudiados se localizan en los dominios sismotectónicos I (S Galicia y N Portugal) y II (NO Galicia). En el dominio I se localizan algunos epicentros con intensidades máximas de VII (MSK). El registro instrumental incluye más de un millar de eventos, destacando como zonas más activas la parte meridional de Pontevedra y SO de Ourense. Sismicidad que en la actualidad tiene, en general, una magnitud baja ($<3,5$). En el dominio II el número de eventos históricos y registrados son relativamente bajos, aunque algunos de ellos alcanzaron magnitudes de hasta 4.3.

1.7. Justificación y objetivos

El estudio de las cuevas en rocas magmáticas, principalmente en las plutónicas, es el tema central de esta Tesis, pues a pesar del reducido número de estudios localizados, la existencia de cuevas en estas litologías se presenta como un fenómeno global y muy extendido, asociadas además a una amplia diversidad de rocas, procesos y morfologías.

TWIDALE & VIDAL ROMANÍ (2005) indican que generalmente cuando se describen los paisajes graníticos, se destacan sus aspectos superficiales en detrimento del paisaje subterráneo, que en muchas ocasiones es ignorado, o sin saberlo, se da por sentado

que no existe. Así esta Tesis pretende ser por un lado un documento de síntesis del fenómeno pseudokárstico en terrenos magmáticos, principalmente en rocas plutónicas, manifestando de forma explícita la existencia de este tipo de cuevas, sus características y valores naturales asociados. Además, reconocer que existen cuevas en un territorio en el que no se describían este tipo de formas, y pretender la puesta en valor de las propias cuevas y de sus recursos naturales, conlleva el efectuar una adecuada identificación de peligros, y el consiguiente análisis de los riesgos presentes en estos espacios subterráneos: Muchas de estas cavidades cuando son el drenaje de cursos de agua importantes presentan un riesgo de avenidas especialmente peligroso para los visitantes. También, por el tipo de litología, estas cuevas se pueden convertir en trampas de gas radón o de productos radioactivos derivados (cesio); y por otro lado muchas de estas cuevas son acumulaciones de bloques de gran potencia, lo que conlleva analizar cual es su génesis, estabilidad y cual su riesgo potencial de colapso.

Se plantea así como primer objetivo la caracterización de estos espacios subterráneos, su génesis y evolución, la concreción de sus recursos naturales y culturales, así como la identificación de los peligros intrínsecos y el consiguiente análisis de riesgos.

Un primer paso para concretar el fenómeno, destacando sus rasgos, morfología y valores asociados, es poder representarlo. La espeleología dispone de técnicas topográficas específicas que permiten la representación de las cuevas, con simbología concreta para la inclusión de las microformas presentes. Sin embargo la simbología está orientada claramente al karst y las técnicas topográficas están orientadas a la representación de cavidades de paredes continuas. Aunque existen topografías de cuevas en rocas plutónicas (SIDEN, 1980; RICHARDS, 1996; VAQUEIRO-RODRIGUEZ, 1998) se hace necesario el concretar criterios y simbología que permitan una representación morfológica y geomorfológica adecuada para estos espacios subterráneos, y que faciliten a su vez el estudio de las cuevas, su reconocimiento y puesta en valor. Teniendo en cuenta las tecnologías disponibles en el siglo XXI, se plantea como segundo objetivo la elaboración de una propuesta de metodología para la adecuada representación de estas cuevas.

De la breve síntesis realizada en el apartado 1.1 puede deducirse que existen distintos tipos de cuevas pseudokársticas y en particular distintos tipos de cuevas desarrolladas en rocas magmáticas (cuevas litorales activas y fósiles, cuevas de bloques, cuevas en taludes, cuevas estructurales, cuevas de fisura, cuevas tectónicas, tafone, cuevas de alteración, cuevas (de abrasión) glaciár, cuevas-túnel, tubos volcánicos, ...). Claramente, no existe una terminología específica (y unívoca) para describir este tipo de cuevas, sus formas y microformas asociadas. Así para un mismo tipo de cueva aparecen distintos términos con que referenciarla: Por ejemplo, cuevas litorales, cuevas marinas, cuevas de abrasión, etc. También a nivel de microformas y espeleotemas se hace uso de términos puramente kársticos (estalactitas, estalagmitas, coraloides, ...) que tienen la connotación de ser depósitos vinculados a procesos de precipitación por goteo o goteo-salpicadura, pero que como formas convergentes comparten aspecto pero no necesariamente génesis. Además muchos de los términos que aparecen en la bibliografía no son exclusivos de una litología determinada y el uso que hacen muchos autores de estos términos parece atender a criterios genéticos o morfo-genéticos resultantes en la mayoría de los casos de la caracterización y estudio de conjuntos de cuevas a nivel local.

Se plantea como tercer objetivo el revisar los distintos criterios publicados para la clasificación de las cuevas en rocas magmáticas, tratando de concretar y sintetizar una clasificación morfológica o morfogenética para este tipo de formaciones.

Finalmente, y pensando en estudios futuros y específicos sobre biota, espeleotemas, y patrimonio cultural, interesa conocer cómo se caracterizan microclimáticamente estos medios subterráneos. Muchos trabajos sobre karst se centran en estudios estadísticos de los registros

efectuados. Otros asumen que las cuevas son sistemas dinámicos causales, continuos, invariantes en el tiempo y lineales, y resuelven la dinámica térmica de las cuevas a partir de la ecuación de difusión de Fourier. Sin embargo las primeras mediciones que hemos realizado en varias cuevas graníticas han mostrado que se comportan como sistemas dinámicos no lineales. KRASNOPOLSKY et al. (2008) califica a los sistemas climáticos “*como uno de los sistemas más complejos, multidimensionales y esencialmente no lineales*”.

Se plantea como cuarto objetivo el realizar una identificación de estos sistemas dinámicos no lineales en distintos tipos de cuevas con el objeto de construir sus correspondientes modelos microclimáticos.

Por todo ello se plantean los siguientes objetivos particulares para la consecución de los cuatro objetivos generales marcados:

- Estudio y modelado de las fases endógena y exógena que configuran y determinan los sistemas de cavidades en terrenos plutónicos, su evolución y características en función de la disposición del sistema con respecto a los límites del macizo.
- Estudio y representación de las formas presentes en estos sistemas de cavidades, incluyendo los rasgos estructurales, los hidrológicos (configuración de la red de drenaje subterránea), y las microformas de erosión o excavación; microformas deposicionales, especialmente los biominerales; microformas de alteración y otras formas de difícil adscripción.
- Seleccionar y estudiar específicamente varios grandes sistemas de cuevas en el NO de la Península Ibérica, localizados en rocas plutónicas de diferentes tipos, concretando su cartografía, génesis, evolución, recursos naturales y culturales.
- Determinar qué procesos influyen en la dinámica térmica de estos grandes sistemas de cuevas. Se pretende establecer una correlación causa-efecto entre variables externas (ejemplo: temperatura ambiental $\pm 1,5$ m, temperatura de superficie a $+0,1$ y $-0,1$ m) y variables subterráneas (ejemplo: temperatura ambiental de la cueva). Definir una red de medida en varias de las cuevas estudiadas, monitorizar dichas cavidades y construir los modelos microclimáticos que representen su dinámica.
- Obtenido un modelo dinámico que correlacione variables externas y variables subterráneas:
 - Explotar los modelos dinámicos mediante el uso de paleoregistros, tratando de determinar qué condiciones ambientales existieron en estas cavidades durante el desarrollo de sus depósitos y microformas.
 - Determinar la estabilidad térmica en el tiempo, condiciones de habitabilidad, ciclos de desecación/humectación por evaporación/condensación y su influencia en los potenciales PROXIEs.
 - Extensión del modelo a las posibles cuevas en otros planetas.
- Identificar y evaluar los riesgos intrínsecos y ambientales asociados a este tipo de espacio: Riesgos estructurales, zoonosis, exposición a fuentes de radiación natural, riesgos derivados de la presencia de sustancias químicas, etc.

1.8. Metodología

1.8.1. Topografía y cartografía subterránea

Este apartado sintetiza el proceso llevado a cabo para la elaboración de cartografía geomorfológica en las cavidades y sistemas pseudo-kársticos estudiados. Esta cartografía se ha desarrollado partiendo de la topografía espeleológica.

Orientar la topografía subterránea hacia una representación morfológica o geomorfológica modifica y condiciona la forma de topografiar. En algunos aspectos obliga a renunciar a la simplicidad de la cartografía de una cueva en pro de poder incluir información geomorfológica y topográfica más específica: hidrográfica, litológica, genética, cronológica e información relativa a procesos activos, así como información relativa a procesos fósiles (traza de eventos paleosísmicos y paleoclimáticos).

Por su especial contenido y desarrollo se ha dedicado el capítulo 2 íntegramente a la topografía geomorfológica subterránea.

1.8.2. Cronología absoluta y relativa de cuevas en rocas magmáticas

1.8.2.1. Cronología relativa

Al igual que en otro tipo de cuevas y depósitos, el establecimiento de una cronología relativa se fundamenta en un cierto número de principios simples. El principio fundamental, o de superposición, se basa en la premisa de que en una secuencia de sedimentación normal, las unidades más recientes están depositadas sobre las unidades más antiguas (AUBOIN et al. 1981; GILLI, 2015).

Esto se aplica tanto a depósitos rítmicos, formados por la deposición de sucesivas capas, como a espeleotemas, formados por la acreción de capas sucesivamente, como a formas o depósitos que presentan una superposición de procesos incompatibles y que determinan por tanto una secuencia de etapas en la historia de la cueva: Por ejemplo, la presencia de marmitas turbillonares (formas de erosión de flujo turbulento) fosilizadas por una colada de pigotita (forma de deposición de flujo lento); o la presencia de marmitas turbillonares (formas de erosión de flujo turbulento) excavadas sobre una colada (forma de deposición de flujo lento). Cualquiera de los ejemplos marca dos etapas diferenciadas, cada una marcada por un flujo hidráulico diferente y superpuesto al anterior.

Otro de los principios que se ha tenido en cuenta es el de continuidad, esto es, admitir que una misma capa es de la misma edad en todos sus puntos (AUBOIN et al. 1981): Así la presencia de depósitos de igual morfología y génesis, localizados en la misma cota topográfica pero en puntos diferentes de la misma cueva se han asimilado con el mismo evento o etapa. Por ejemplo, la presencia de ritmitas lacustres en diferentes espacios de la misma cueva, en la misma cota y en el perímetro de un mismo hundimiento, han sido vinculados al mismo evento y por ende a la misma edad.

No solamente los depósitos constituyen referencias para establecer secuencias relativas. La presencia de cursos incisos, con perfiles tipo *key-hole*, permiten presuponer *a priori* que el nivel más bajo es más moderno que cualquiera de los niveles colgados, y a su vez que un cañón es más joven que el piso de la cueva en que se encaja (GILLI, 2015).

Otro elemento que contribuye a establecer una secuencia o datación relativa es la presencia de objetos atrapados en los depósitos. Así, por ejemplo, la presencia de fragmentos cerámicos atrapados en un depósito clástico, o rotas y aisladas por un pasaje parcialmente colapsado, permiten establecer una edad de muro para el colapso que origina el depósito. Este tipo de depósitos es relativamente frecuente en las cavidades estudiadas.

1.8.2.2. Cronología absoluta

La cronología absoluta hace uso de cronómetros naturales los cuales pueden indicar directamente la edad de la muestra (espeleotemas, limolitas, ritmitas, huesos, cerámica,...) una vez se procesa con las técnicas adecuadas. Muchos de los métodos se basan en procesos radiocronológicos asociados con la radioactividad de ciertos minerales. En una familia radioactiva un elemento padre se descompone en un elemento hijo a una velocidad conocida. La proporción padre/hijo indican la edad de la muestra. Otro de los métodos de datación absoluta se basa en el paleomagnetismo. Algunos autores como AUBOIN et al. (1981) incluyen las cronologías de varvas como métodos de datación absoluta debido a que son procesos regularmente repetidos y que ocurren con una periodicidad fija, lo que permite determinar la duración del proceso sedimentario (que no su edad).

No es el objeto de esta tesis el describir todas las técnicas existentes. En este apartado, y en base a la bibliografía consultada, se indican qué técnicas de datación absoluta se han ensayado con éxito en cavidades en rocas magmáticas:

1. SANJURJO et al. (2011) efectúan y comparan técnicas de termoluminiscencia TL y post-IR OSL (*Infra-Red Optically Stimulated Luminescence*) en espeleotemas de evansita-bolivarita y ópalo-A procedentes de varias cuevas emplazadas en granitoides.
2. LUNDBERG et al. (2013) mediante carbono-14 (^{14}C) datan espeleotemas de calcita provenientes de una cueva de erosión marina formada en un dique de dolerita en un gneis granítico.
3. También SANJURJO et al. (2014) usan técnicas de carbono-14 (^{14}C) para la datación de bioespeleotemas con alto contenido en carbono, y técnicas de luminiscencia OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) para la datación de espeleotemas y bioespeleotemas de alto contenido en cuarzo y feldespatos, principalmente ópalo-A.
4. Sobre muestras provenientes del parakarst en cuarcitas de Roraima (Venezuela) LUNDBERG et al. (2010) datan mediante U-Th, bioespeleotemas de ópalo-A similares a los identificados en cavidades en rocas magmáticas.
5. VIDAL-ROMANÍ et al. (2010) y SANJURJO et al. (2013) determinan las edades de fragmentos cerámicos asociados a depósitos en estas cuevas mediante termoluminiscencia TL sobre las inclusiones de cuarzo presentes en las muestras.

En los trabajos previstos para el desarrollo de la Tesis no se han incluido ni determinaciones analíticas, ni dataciones. Se hace uso de los datos publicados o aportados por el *Instituto Universitario de Xeología "Isidro Parga Pondal"*.

1.8.3. Correlación y análisis de series temporales largas

Las series temporales geofísicas son a menudo generados por sistemas complejos de los que conocemos poco. El comportamiento predecible en estos sistemas, tales como las tendencias y periodicidades, es de gran interés (GRINSTED et al., 2004).

El análisis univariante de series temporales utiliza como única información la propia historia de la serie basándose en la hipótesis central de que las condiciones futuras serán análogas a las pasadas (SÁNCHEZ DE RIVERA, 1989). Esto puede ser útil para previsiones o estimaciones a corto plazo. Sin embargo para previsiones a medio o largo plazo hay que tener en cuenta la evolución de otras variables, relacionándolas con la que se está estudiando, bien en un modelo de regresión dinámico o en un modelo de función de transferencia.

La correlación y análisis de tendencias pueden determinar la importancia de las relaciones entre las series de tiempo no estacionarias. Sin embargo estos métodos no pueden detectar correlaciones entre señales sinusoidales con la misma longitud de onda.

Los métodos más tradicionales que examinan periodicidades en el dominio de la frecuencia, tales como el análisis de Fourier, han asumido implícitamente que los procesos subyacentes son estacionarios en el tiempo. Son métodos muy útiles para analizar el registro de frecuencia sobre la totalidad del dominio temporal (definido por la longitud de la serie temporal), pero no pueden detectar la respuesta en frecuencia con respecto al tiempo (ONDERKA et al., 2013). El análisis de ondículas (CWT o transformada continua de ondículas) es un método para convertir una función o señal en otra forma, la cual hace mucho más manejables ciertos rasgos de la señal original, para estudiarlos o posibilitar una descripción más precisa del conjunto de datos originales (ADDISON, 2002). De alguna manera una transformada de ondícula es una forma generalizada de una transformada de Fourier (FT) y de una transformada FT de ventana (WFT) (GABOR, 1946). La transformada de Fourier usa como base funciones seno y coseno que tienen infinitos períodos y que son globalmente uniformes en el tiempo. Para una serie estacionaria con una señal senoidal pura, su FT es una espectro de líneas. La transformada de Fourier no contiene ninguna dependencia temporal de la señal y por lo tanto no puede proporcionar ninguna información local con respecto a la evolución temporal de sus características espectrales. En una WFT, la serie temporal se examina bajo una ventana fija tiempo-frecuencia. Una transformada CWT usa funciones base locales generalizadas (las ondículas o *wavelets*) que se pueden estirar y trasladar con una resolución flexible tanto en el dominio temporal como en el de frecuencia. Las ventanas flexibles son adaptativas a la totalidad del dominio tiempo-frecuencia, conocido como dominio de la ondícula, las cuales se estrechan para centrarse en señales de alta frecuencia y se ensanchan buscando la señal de fondo a bajas frecuencias.

Esta técnica se ha convertido en una herramienta común para el estudio de variaciones localizadas de potencia en el interior de una serie temporal. Al descomponer o extender una serie temporal dentro del espacio tiempo-frecuencia, es capaz de determinar tanto los modos dominantes de una variabilidad, como el cómo esos modos varían con respecto al tiempo (TORRENCE & COMPO, 1998), y pueden por tanto localizar periodicidades intermitentes (GRINSTED et al., 2004). Las transformadas de ondículas son una herramienta de análisis adecuada para el estudio de procesos multiescala no estacionarios que se producen sobre un dominio espacial y temporal finitos (LAU & WENG, 1995).

A partir de dos transformadas de ondículas construimos la transformada de cruce de ondículas (XWT: *Cross Wavelet Transform*): A menudo se desean examinar dos series temporales que se espera estén relacionadas de alguna manera. En particular, para examinar si las regiones que presentan una gran potencia común en el espacio tiempo-frecuencia tienen una relación de fase constante y, por tanto, son indicativas de una causalidad entre las series temporales (GRINSTED et al. 2004). El análisis XWT permite la detección, extracción y reconstrucción de estas relaciones. Así, por ejemplo, mediante la transformada XWT de una variable exokárstica (por ejemplo T_{gdm} o temperatura del suelo a -0,1 m) y de una variable endokárstica (por ejemplo T_{cdm} o temperatura ambiente en la cueva), identificaremos las regiones de potencia comunes significativas en el espacio tiempo-frecuencia, esto es, $CWT(T_{gdm}) * conj(CWT(T_{cdm}))$, con el objeto de confirmar si existe o no una relación causa-efecto entre ambas series, y si existiese esa relación de dependencia, se podrá determinar la fase relativa entre ellas, cuan enclavadas están en fase, esto es, si una serie es traza de la otra, y cual es la relación de (des)fase temporal que las vincula.

Podemos además definir una medida de coherencia de ondícula (*Wavelet Coherence* WTC) entre dos CWT, la cual puede encontrar coherencia significativa aún cuando la potencia común es baja (GRINSTED et al., 2004).

El potencial del análisis de ondículas es muy amplio (ONDERKA et al., 2013): PIDLISECKY & KNIGHT (2011) utilizan el análisis de ondículas para determinar las velocidades de infiltración en un lago en base a medidas de resistividad. También ha sido usado para análisis de recesión hidrográfico (SUJONO et al., 2004), pronóstico del flujo de un río (ADAMOWSKI, 2008), y para el análisis de procesos de precipitación-escorrentía en varias escalas temporales (LIU et al., 2011). El análisis XWT fue propuesto por PROKOPH et al. (2008) para detectar las relaciones entre registros paleoclimáticos (PROXIES). ADDISON (2002) cita numerosos ejemplos en el estudio de las propiedades de los materiales subsuperficiales mediante el análisis de señales sísmicas y descomposición de sismogramas. También cita aplicaciones para el análisis orográfico y rasgos superficiales, y su uso para procesar series climáticas, series largas de temperaturas medias, filtrando tendencias en el dominio usando ondículas de tipo sombrero mexicano y haciendo estudios espectrales de los datos mediante ondículas de Morlet.

Las series temporales que está previsto usar en esta Tesis son registros térmicos y termo-higrométricos horarios, y series derivadas que constituyen registros térmicos y termo-higrométricos diarios medios, velocidades de viento medias diarias, direcciones de viento predominantes diarias, intensidad pluviométrica diaria media, etc.

La ocurrencia de un evento climático está representado en parte, por un conjunto de parámetros locales caracterizados por su frecuencia, intensidad, posición y duración en el tiempo (LAU & WENG, 1995). Esta caracterización puede lograrse mediante el análisis con ondículas.

En general las señales climáticas representan la culminación de interacciones entre procesos físicos operando en un amplio rango de escalas temporales y espaciales. Los procesos involucrados se extienden sobre escalas espaciales que varían de unos pocos de metros hasta miles de kilómetros y sobre las escalas temporales que varían de horas a millones de años (LAU & WENG, 1995). Aunque el promediado espacial elimina algunas de las fluctuaciones de alta frecuencia, las series temporales promediadas que resultan pueden todavía conservar una amplia variabilidad en el dominio del tiempo. Las series climáticas son no estacionarias, y consisten en una variedad de regímenes de frecuencias que pueden localizarse en el tiempo (relativa a la historia temporal completa) o pueden abarcar una amplia parte del registro de datos.

En nuestro caso las cavidades estudiadas se asimilan con micro o mesoformas, por lo que el rango espacial no supera el centenar de metros. La correlación de parámetros climáticos subterráneos con parámetros externos, relacionados a través de un medio sólido de elevada inercia, conlleva implícitamente un "filtrado" también de las altas frecuencias.

En los apartados que siguen se hace uso del manual de ondículas de ADDISON (2002), de la guía práctica de (TORRENCE & COMPO, 1998) y de la metodología de aplicación propuesta por (GRINSTED et al., 2004).

1.8.3.1. Ondículas y transformadas de ondículas

Esta sección hace una breve introducción sobre las ondículas y sus transformadas. No se pretende hacer una descripción matemática rigurosa dado que interesa especialmente su uso como herramienta de análisis. Los fundamentos matemáticos y su desarrollo pueden consultarse en la literatura, desde los trabajos originales de MORLET (1983), COMBES et al. (1989), o en el manual ilustrado de ADDISON (2002).

Una ondícula es una forma de onda localizada, una función $\psi(t)$ que satisface ciertos requisitos matemáticos: Tiene una energía finita; no tiene componentes de frecuencia nulas; y las ondículas complejas deben cumplir que su transformada de Fourier es real y que desaparece para frecuencias negativas.

Las ondículas que cumplen estas condiciones actúan como filtros de pasa-banda y se conocen como ondículas madre u ondículas de análisis. De las muchas existentes consideramos dos:

1. Ondícula del sombrero Mexicano

$$\psi(t) = (1-t^2) \cdot \exp(-t^2/2) \quad 1.1$$

2. Ondícula de Morlet

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} \cdot [\exp(i2\pi f_0 t) - \exp(-(2\pi f_0)^2/2)] \cdot \exp(-t^2/2) \quad 1.2$$

Dónde f_0 es la frecuencia central de la ondícula madre.

Estas ondículas pueden dilatarse (estirarse o encogerse) o pueden moverse o trasladarse para hacerlas más flexibles. Si a es el parámetro escala que controla la dilatación y b es el parámetro de localización que controla la traslación, la ondícula modificada viene dada por:

$$\psi((t-b)/a) \quad 1.3$$

La transformada continua de una señal $x(t)$ con respecto a una ondícula $\psi(t)$ dada, viene definida por:

$$T(a,b) = w(a) \cdot \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cdot \psi^*((t-b)/a) dt \quad 1.4$$

dónde $w(a)$ es una función de peso, típicamente $1/\sqrt{a}$, por razones de conservación de energía (se garantiza que las ondículas a cualquier escala tienen la misma energía). El asterisco indica que en la transformación se utiliza la conjugada compleja de la ondícula.

La idea detrás de una CWT es aplicar la ondícula como un filtro de pasa-banda a la serie temporal. La ondícula es estirada en el tiempo variando su coeficiente de escala, normalizándola para tener energía uno.

Con pasos de tiempo uniforme (δt), dada la serie temporal x_n , con $n=1, \dots, N$, la transformada puede expresarse como:

$$W_N^X(a) = \sqrt{\delta t/a} \cdot \sum_{n=1}^N x_n \cdot \psi_o((n'-n) \cdot (\delta t/a)) \quad 1.5$$

Se define la potencia de la ondícula (*wavelet power*) como $|W_N^X(a)|^2$. Y el argumento complejo de $W_N^X(a)$ puede interpretarse como la fase local. (GRINSTED et al., 2004).

Existen efectos de borde derivados de que en los extremos la ondícula no está completamente localizada en el tiempo. Se define así el llamado cono de influencia (COI) que define el límite dónde los efectos del borde no deben ser ignorados. GRINSTED et al. (2004) toman como COI el área en dónde la potencia de la ondícula causada por una discontinuidad en el borde ha caído a e^{-2} del valor en el propio borde.

1.8.3.2. Transformadas de cruce y coherencia de ondículas (GRINSTED et al., 2004)

La transformada de cruce de dos ondículas x_n e y_n está definida como:

$$W^{XY} = W^X \cdot W^{Y*} \quad 1.6$$

dónde * denota la conjugada compleja. Además definimos la potencia de la transformada de cruce como $|W^{XY}|$. El argumento complejo $\arg(W^{XY})$ puede ser interpretado como la fase relativa local entre x_n e y_n en el espacio tiempo-frecuencia.

La distribución teórica de potencia de la transformada de cruce de dos series temporales con una potencia espectral de base P_k^X y P_k^Y viene dada por:

$$D(|W^X(a) \cdot W^{Y*}(a)| / (\sigma_x \sigma_y) < p) = Z_v(p) \cdot \sqrt{(P_k^X P_k^Y) / v} \quad 1.7$$

dónde $Z_v(p)$ es el nivel de confianza asociado con la probabilidad p . Normalmente se hará uso de un nivel de significancia del 5% ($Z_2(95\%) = 3,999$).

Para que exista una simple relación causa-efecto entre el fenómeno registrado en las series temporales, deberíamos esperar que las oscilaciones (significativas) estén enclavadas en fase. La observación de que el ángulo de fase sea constante en todas las escalas implicaría un desfase temporal constante debido al mecanismo físico de propagación de la señal desde el exokarst al endokarst.

La transformada de cruce de ondículas pone en manifiesto áreas con elevada potencia común entre las dos series. Otra medida muy útil es cómo de coherente es la transformada de cruce en el espacio tiempo-frecuencia. Esta coherencia, denominada transformada de coherencia (WTC), viene definida como:

$$R2n(a) = |S(a^{-1} \cdot W^{XY}(a))|^2 / (S(a^{-1} \cdot |W^X(a)|^2) \cdot S(a^{-1} \cdot |W^Y(a)|^2)) \quad 1.8$$

dónde S es un operador de suavizado.

La librería de GRINSTED et al. (2004) para Matlab determina el nivel de significancia estadística de la coherencia de ondículas utilizando métodos de Monte Carlo.

1.8.3.3 Herramientas para el procesamiento de series temporales

El análisis de las series temporales largas se ha realizado mediante el siguiente software:

- *GNU Octave* (<https://www.gnu.org/software/octave/>): GNU Octave es un lenguaje interpretado de alto nivel principalmente diseñado para la computación numérica. Permite la solución de problemas lineales y no lineales, y el ensayo de otros experimentos numéricos. Dispone de extensas capacidades gráficas para la manipulación y representación de datos. El lenguaje Octave es muy similar al Matlab por lo que muchos programas son fácilmente portables.
- *Crosswavelet and Wavelet Coherence Package for Matlab* (<http://noc.ac.uk/using-science/crosswavelet-wavelet-coherence>): Paquete para el análisis de cruce y coherencia de series temporales diseñado por GRINSTED et al. (2004) para Matlab. Es de acceso público. No funciona directamente en GNU Octave, y para poder usarlo ha sido necesario adaptar parcialmente parte del código.
- *Large Time/Frequency Analysis Toolbox for Octave* (<http://lftfat.sourceforge.net/>): El paquete LTFAT funciona en Matlab/Octave y está diseñado para trabajar en el análisis y síntesis en tiempo-frecuencia.

También se han programado módulos específicos orientados al análisis y procesamiento de las series temporales monitorizadas en las cuevas, incorporando estrategias para tratar las discontinuidades (roturas en la continuidad del registros) tanto en las series temporales subterráneas como superficiales.

1.8.4. Identificación de sistemas

Dentro de la presente Tesis uno de los objetivos es caracterizar la dinámica del microclima subterráneo dentro de los sistemas estructurales y de bloques en granitos. Se hace especial énfasis en el término "dinámica", por cuanto el objetivo es poder determinar su comportamiento y evolución en el tiempo. Se tratarán así las cuevas estudiadas como sistemas dinámicos aplicando técnicas de ingeniería de sistemas.

En este ámbito, se entiende como "sistema" a una *combinación de elementos o componentes que actúan conjuntamente y cumplen determinados objetivos* (OGATA, 1993). Un sistema se puede definir como un conjunto de elementos o partes que están organizadas coherentemente e interconectadas en un patrón o estructura que produce un conjunto característico de respuestas o comportamientos, a menudo clasificados como su función o "propósito" (MEADOWS, 2008: citado por KRASNOPOLSKY, 2008:3). Existen dos tipos fundamentales de sistemas dinámicos:

- **Sistemas lineales:** Son aquellos sistemas en los que se aplica el principio de superposición. Esto es, la respuesta producida simultáneamente por dos funciones excitadoras distintas, es la suma de las respuestas individuales.
- **Sistema no lineales:** Aquellos sistemas en los que no se aplica el principio de superposición.

Modelar un sistema es abstraer un proceso real caracterizando su comportamiento. EYKHOFF definía el concepto de modelo en 1974: "*A model is a simplified representation of the essential aspects of an existing system, which presents the knowledge of the system in a usable form*" Así, un modelo trata de reproducir o imitar el comportamiento fundamental del sistema real partiendo de una simplificación de sus principales propiedades. **Un sistema es un ente donde se manifiesta una relación de causa-efecto, y un modelo es un ente que reproduce la relación causa-efecto.**

Siempre será posible aumentar la exactitud de un modelo matemático incrementando su complejidad. Pero hay que lograr un equilibrio entre la simplicidad del modelo y la exactitud de los resultados del análisis (OGATA, 1993).

En la misma línea de argumentación, pero centrado en modelos climáticos, el primer *Informe de Cambio Climático* de la Xunta de Galicia (2012, ver <http://cambioclimatico.xunta.gal/nova>), cuando describe la modelización utilizada, dice: "*Un modelo es un conjunto de ecuaciones matemáticas que pretenden representar el sistema climático globalmente o alguna de sus características, a partir de unas condiciones iniciales dadas para obtener representaciones mediante parámetros de algunos procesos que ocurren en dicho sistema climático. Por lo tanto, un modelo pretende ser una representación simplificada del comportamiento de la naturaleza. Toda representación presenta aproximaciones y prioridades que la caracterizan y determinan sus límites de confianza y exactitud. Los errores de los modelos proceden, por una parte, de las simplificaciones en su elaboración o en la transcripción en forma numérica y, por otra, de la definición de las condiciones iniciales*".

Así nuestro objetivo al identificar el sistema, consistirá en el desarrollo de un modelo matemático que represente la situación física del proceso bajo consideración. De forma genérica existen varias técnicas de modelado de sistemas:

- *Modelos a priori, modelos de caja blanca o modelos morfológicos (a priori modeling, white-box or morphological model)*, contruidos a partir de simples experimentos concretando las leyes físicas o químicas implicadas.

- *Modelos a posteriori o modelos de caja negra (a posteriori modeling or black-box model)*: Se construye un modelo basado solamente en los datos (mediciones, registros, ...) sin tener previo conocimiento de las leyes físicas o químicas que intervienen y rigen el sistema. Se describe el comportamiento, esto es, cual es la relación causa-efecto en base a los datos disponibles, el cómo responde el sistema en función de los distintos estímulos, caracterizando su dinámica.
- *Modelos de caja gris (Grey-box model)*, combinan una estructura teórica parcial con datos para completar el modelo. La estructura teórica pueden ser modelos que solamente necesitan un conjunto de valores en sus parámetros obtenidos a partir de los datos o extraídos de la literatura existente. La mayoría de los modelos son de este tipo.

Las técnicas de identificación de sistemas se centran en la obtención de modelos matemáticos para sistemas dinámicos, partiendo de los datos observados en el sistema (LJUNG, 1993). Se trata por tanto de determinar un modelo de caja negra (si se parte de que no existe una forma de modelo) o un modelo de caja gris de un sistema dinámico a partir de los valores de entrada-salida observados (datos experimentales).

La asunción de relaciones no lineales entre los datos de entrada y salida, proporciona una mayor flexibilidad para describir un sistema. Si U denota a un vector estímulo, y X denota el estado de nuestro sistema, la ingeniería de control considera cuatro posibles tipos de modelos para los sistemas dinámicos no lineales (ver ecuaciones 1.9 a 1.12).

$$\text{Modelo I} \quad X(k+1) = \sum (a_i * X(k-i)) + f(U(k), \dots U(k-q+1)) \quad 1.9$$

$$\text{Modelo II} \quad X(k+1) = \sum (b_i * U(k-i)) + f(X(k), \dots X(k-p+1)) \quad 1.10$$

$$\text{Modelo III} \quad X(k+1) = f(X(k) \dots X(k-p+1)) + g(U(k) \dots U(k-q+1)) \quad 1.11$$

$$\text{Modelo IV} \quad X(k+1) = f(X(k) \dots X(k+p+1); U(k) \dots U(k-q+1)) \quad 1.12$$

En esta Tesis se ha optado por el modelo IV, donde f es la función/modelo a determinar. Además, en nuestro caso X será un vector de la forma $(Tcdm(x,t), Hcdm(x,t))$, donde x denota la profundidad relativa a la superficie del terreno o distancia a la boca de la cavidad, t representa al tiempo (discreto), $Tcdm$ es la temperatura diaria media en el endokarst y $Hcdm$ será la humedad relativa diaria media en el endokarst.

Cabe la posibilidad de considerar dos planteamientos diferentes:

1. Modelos bidimensionales (2D) dependientes de (x,t) referidos al aire exterior: En este caso U será un vector tipo $(Tadm(t), Hadm(t))$ siendo $Tadm$ la temperatura diaria media exterior (en la estación de referencia más próxima) y $Hadm$ la humedad relativa diaria media exterior:

$$X(x,k+1) = f(X(x,k) \dots X(x,k+p+1); U(k) \dots U(k-q+1)) \quad 1.13$$

2. Modelos unidimensionales (1D) dependientes de (t) referidos al nivel de cueva o estación precedente. Esta opción es interesante si no conocemos x con precisión. Sea $X^j = (T^jcdm(t), H^jcdm(t))$, donde j denota el nivel o estación del sistema. La dinámica del sistema vendrá definida, de forma recursiva, por:

$$X^j(k+1) = f(X^j(k) \dots X^j(k+p+1); X^{j-1}(k) \dots X^{j-1}(k-q+1)) \quad 1.14$$

En todos los casos, con referencia a las descripciones facilitadas por las estaciones meteorológicas de referencia, se considerarán las siguientes condiciones de contorno:

1. Si $x=+1,5$ m, $X = [Tadm(t), Hadm(t)]$ o $U = [Tadm(t), Hadm(t)]$, donde $Tadm$ y $Hadm$ son la temperatura y humedad relativa diarias medias registradas por la estación meteorológica de referencia.
2. Si $x=-0,1$ m, $X = [Tgdm(t)]$, donde $Tgdm$ denota la temperatura del suelo (exterior) a $-0,1$ m de profundidad, registrada por la estación meteorológica de referencia.

Existen diversas estrategias y métodos para determinar $f()$. Esta identificación puede realizarse mediante el uso de modelos generales no lineales tales como redes neuro-difusas, redes neuronales, series de Volterra, combinaciones en cascada de redes neuronales con filtros lineales, etc.

En esta Tesis se ha optado por el uso de redes neuronales artificiales: Son numerosos los trabajos desarrollados por la comunidad climatológica que han adoptado las redes neuronales artificiales (ANNs) como herramienta para de-escalar a partir de la circulación atmosférica a gran escala, variables climáticas a escala local o regional (HEWITSON & CRANE 1992, CAVAZOS 1997). Las redes neuronales artificiales, como modelos de caja negra, proporcionan una estructura matemáticamente flexible para identificar relaciones no lineales complejas entre conjuntos de datos de entrada y salida sin tratar de explicar la naturaleza del fenómeno en estudio (BEVILACQUEA et al. 2008).

Un factor limitante en esta técnica (STOCKER, 2011:27) es el hecho de que las redes neuronales necesitan ser entrenadas con simulaciones del modelo a identificar, y puesto que los conjuntos de datos con los que se va a entrenar a la red suponen un volumen importante de información, el desarrollo de estos modelos exige un esfuerzo computacional importante. Aunque una vez resuelta la identificación el cálculo de respuestas del modelo a diferentes estímulos puede realizarse de una forma muy eficiente.

Obviamente, la calidad del modelo depende de la calidad de los datos con que se efectuarán las simulaciones.

1.8.5. Redes neuronales artificiales y mapas multiparamétricos no lineales

Las redes neuronales artificiales están biológicamente inspiradas; esto es, están compuestas de elementos que imitan de alguna manera las funciones más elementales de una neurona biológica (WASSERMAN, 1989: 1). Estas redes presentan las siguientes características:

- Capacidad de aprendizaje: Una red neuronal artificial puede modificar su conocimiento como respuesta a su entorno: Dados un conjunto de entradas (estímulos) y salidas deseadas (respuestas), puede auto-ajustarse para producir respuestas consistentes con los datos.
- Capacidad de generalización: Una vez la red ha sido entrenada, su respuesta puede ser, en cierto grado, insensible a pequeños cambios en sus estímulos.
- Capacidad de abstracción: Algunos modelos de redes neuronales artificiales son capaces de abstraer la esencia de un conjunto de estímulos.

Usaremos redes neuronales artificiales multicapa AMFNN (*Artificial Multilayer Feedforward Neural Networks*) o MLP (*Multilayer Perceptron*), así como modelos derivados de las MLP y especializados en el procesamiento de series temporales. Esta selección se debe a que las MLP funcionan bien como identificadores o aproximadores universales de funciones o mapas multiparamétricos: Los aproximadores universales son entidades matemáticas que proporcionan una representación uniforme de una entidad n -dimensional con un cierto grado de error asumible y predeterminado, a partir de un conjunto de datos de puntos n -

dimensionales, llamado conjunto soporte. Estas entidades se caracterizan por ser familias de mapas parametrizados. Una red neuronal multicapa con propagación directa es una familia parametrizada de mapas no lineales (LEVIN et al., 1993). Además un gran número de subsistemas del ESS (*Earth System – La Tierra como Sistema*) pueden considerarse en la práctica, matemáticamente, como mapas (KRASNOPOLSKY, 2013:13).

1.8.5.1. Neuronas artificiales

Una red neuronal es un conjunto agrupado e interconectado de neuronas artificiales. Una neurona o procesador elemental (MARTÍN del BRÍO & SANZ MOLINA, 1997:13) es un dispositivo simple de cálculo que a partir de un vector de entrada procedente del exterior o de otras neuronas, proporciona una única respuesta o salida. Los elementos que constituyen una neurona son (ver figura 1.8):

- Vector de entrada o conjunto de entradas $\{x_i(t), i=1 \dots m\}$
- Pesos sinápticos de la neurona j , w_{ij} que representan la intensidad de interacción entre cada neurona presináptica i y la neurona postsináptica j .
- Regla de propagación (*transfer function*) $\sum(w_{ij}, x_i(t))$ que proporciona el valor del potencial postsináptico $h_j(t)$ de la neurona j en función de sus pesos y entradas, representado por net_j .
- Función de activación (*activation function*), $\phi(h_j(t) - \theta_j)$ que proporciona la salida actual (*activation*) en función de su estado de activación. θ_j representa el umbral de activación.

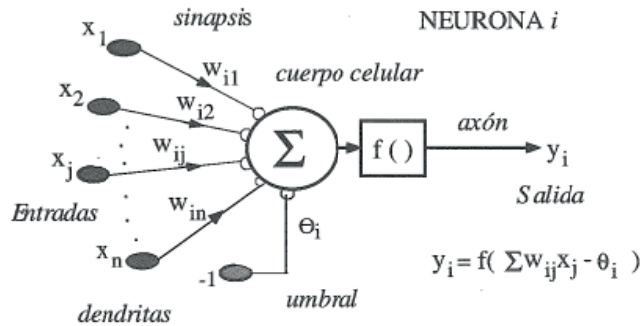


Figura 1.8: Modelo de una neurona o procesador elemental (del BRÍO & SANZ MOLINA, 1997).

De este modo, la operación de la neurona j puede expresarse como:

$$o_j = \phi(\sum(w_{ij}, x_i(t)) - \theta_j) \quad 1.15$$

Las funciones de transferencia más habituales en la regla de propagación son los operadores producto \prod o suma \sum . En las redes que siguen se hace uso del operador suma.

Como función de activación pueden usarse las siguientes funciones:

1. Función todo-nada o función escalón $H(\cdot)$ (*Heaviside*), definida entre 0 y 1:

$$\begin{aligned} o_j &= H(\sum w_{ij} \cdot x_i(t) - \theta_j) \\ H(x) &= 1, x \geq 0 \\ H(x) &= 0, x < 0 \end{aligned} \quad 1.16$$

2. Función sigmoidea, definida bien en $[0, +1]$:

$$\begin{aligned} o_j &= S(\sum w_{ij} \cdot x_i(t) - \theta_j) \\ S(x) &= (1 + \exp(-x))^{-1} \end{aligned} \quad 1.17$$

o en $[-1, +1]$:

$$\begin{aligned} o_j &= S(\sum w_{ij} \cdot x_i(t) - \theta_j) \\ S(x) &= 2 \cdot (1 + \exp(-2 \cdot x))^{-1} - 1 \end{aligned} \quad 1.18$$

1.8.5.2. Redes neuronales tipo MLP

Una red neuronal es una interconexión de neuronas. Se denomina arquitectura a la topología, estructura o patrón de conexionado de una red neuronal. Los nodos se conectan por medio de sinapsis, y la estructura de conexiones sinápticas determina el comportamiento de la red. Las neuronas se agrupan en unidades estructurales que se denominan capas (MARTÍN del BRÍO & SANZ MOLINA, 1997:21). Un conjunto de dos o más capas se denomina red neuronal.

Sean $X \in R^n$, $Y \in R^m$ y $Z \in R^r$, tres espacios vectoriales que definen respectivamente un conjunto de estímulos, un conjunto de respuestas y un conjunto de parámetros. Una red neuronal NN es una entidad del tipo:

$$Y = NN(X, Z) \quad 1.19$$

La capa de entrada se denomina capa de distribución. El número de entradas, su dimensión, coincide con $n = \dim(X)$. El número de salidas de la capa de salida es igual a la dimensión del espacio Y . Las capas ocultas son los conjuntos de neuronas independientes situadas entre las capas de entrada y de salida. Ver figura 1.9.

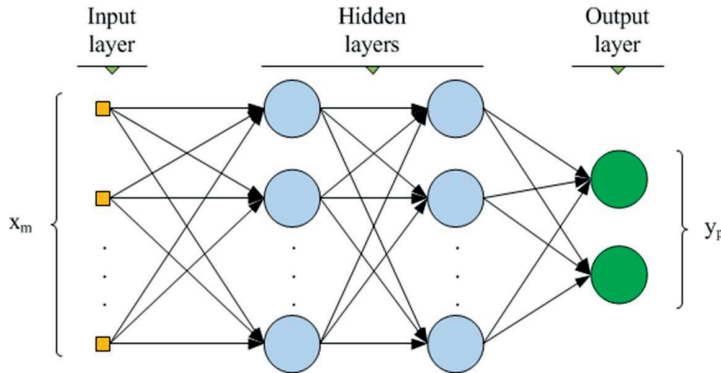


Figura 1.9: Configuración típica de una red multicapa tipo MLP. Figura tomada de SANCHO-CAPARRINI (<http://www.cs.us.es/~fsancho/?e=135>).

En el desarrollo que sigue, se considerará que los modelos son de dinámica síncrona, esto es, los estados de la red se actualizan en función de un reloj común. Como función de transferencia de las neuronas se usará la función sigmoidea simétrica en $[-1, +1]$.

Si denotamos por:

- W_{ijk} , peso de enlace del nodo i de la capa k al nodo j de la capa $k+1$,
- $k=0 \dots L$, número de capa, siendo $k=0$ la capa de entrada y L la de salida

- N_k , número de nodos de la capa k .
- B_k , Bias del nodo i -ésimo de la capa k .
- a_{ik} , salida del nodo i -ésimo de la capa k .
- E_{ik} , entrada al nodo i -ésimo de la capa k .

La entrada al nodo j -ésimo de la primera capa oculta será:

$$e_{j1} = \sum (W_{ij0} \cdot e_{i0} + B_{j1}), i=0 \dots N_0 \quad 1.20$$

La entrada al nodo j -ésimo de la capa $k+1$ será:

$$e_j(k+1) = \sum (W_{ijk} \cdot e_{ik} + B_j(k+1)), i=0 \dots N_k \quad 1.21$$

Y la salida del nodo i -ésimo de la capa k será:

$$a_{ik} = S(e_{ik}) \quad 1.22$$

En general NN solamente puede aproximar funciones Borel-medibles (KOSKO,1992). El criterio de función Borel o función Borel-medible establece la relación entre la medibilidad y la continuidad de funciones en los espacios de Hausdorff localmente compactos (HALMOS, 1974), y de forma general, y desde un punto de vista práctico, ese criterio de "identificabilidad funcional" se puede entender como que NN puede aproximar con un grado de precisión deseado (MASTERS,1993): Cualquier función continua con soporte compacto, esto es, cualquier función continua definida sobre un dominio cerrado y acotado; cualquier función definida por una colección finita de puntos; y funciones que o bien no tienen soporte compacto o bien no son continuas, pero que tienen un número finito de discontinuidades.

Además se ha demostrado que si f es identificable, el número de neuronas necesario es finito y como máximo se precisarán dos capas ocultas. El número de neuronas en cada capa depende de los grados de independencia de los datos del conjunto soporte.

La implementación de este tipo de redes se ha efectuado en Octave. Como ejemplo simplificado se muestra el programa de procesamiento el mapa NN del subsistema dinámico $Tadm-Tgdm$ (temperatura diaria media ambiental a +1,5 m frente a la temperatura del suelo diaria media a -0,1 m). El conjunto de parámetros que definen la red forman un array (un vector) denominado en este caso *fenotipo*. El programa transforma el vector en las matrices del neuromodelo. La base de datos climáticos, formada por las series temporales de superficie y series temporales subterráneas se han convertido en matrices indexadas tipo $T(tiempo,serie)$, donde *serie* es el índice ($iTadm, iTgdm, \dots$) que identifica a la serie de datos:

```
function testNeuralGATotal(fenotipo)
% Modelo tipo {Tf(t) = NN (Ta(t),Tf(t-1))}
% Fenotipo es un vector (array) donde cada valor es un parámetro de la red
global N0 % Número total de entrada
global N1 % Número total de neuronas en primera capa oculta
global N2 % Número total de neuronas en segunda capa oculta
global N3 % Número total de salidas
global Z % Matriz de datos de entrenamiento escalados
global Tf % Valores pronosticados por la red
global Inicio
global Fin
global iTadm % Indice para Tadm
global iTgdm % Indice para Tgdm
global B1
global B2
```

```

global B3
global W1
global W2
global W3
% Convertir el array de parámetros a la estructura de la red
cuantos=1;
for j=1:N1
    B1(j)=fenotipo(cuantos);
    cuantos+=1;
    for i=1:N0
        W1(i,j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
    end
end

for j=1:N2
    B2(j)=fenotipo(cuantos);
    cuantos+=1;
    for i=1:N1
        W2(i,j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
    end
end

for j=1:N3
    B3(j)=fenotipo(cuantos);
    cuantos+=1;
    for i=1:N2
        W3(i,j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
    end
end

% Procesar modelo
a1=zeros(N1,1);
a2=zeros(N2,1);
Taux=NaN*ones(size(Z)); % Valores pronosticados
Taux(1,:)=Z(1,:);
for t=Inicio+1:Fin,
    if not(isnan(Z(t,iTadm))) && not(isnan(Taux(t-1,iTgdm)))
        for i=1:N1 % Primera capa oculta
            a1(i)=-B1(i);
            a1(i)+=W1(1,i)*Z(t,iTadm);
            a1(i)+=W1(2,i)*Taux(t-1,iTgdm);
            a1(i)=tansig(a1(i));
        end %i
        for i=1:N2 % Segunda capa oculta
            a2(i)=-B2(i);
            for j=1:N1,
                a2(i)+=W2(j,i)*a1(j);
            end %j
            a2(i)=tansig(a2(i));
        end %i
    end
end

```

```

        end %i
        a3=-B3(1); % Capa de salida
        for j=1:N2,
            a3+=W3(j,1)*a2(j);
        end %j
        a3=tansig(a3);
        Taux(t,iTgdm)=a3;
        Tf(t,iTgdm) = Escala(a3);
        else
            Tf(t,iTgdm) = T(t,iTgdm);
            Taux(t,iTgdm)=Z(t,iTgdm);
        end
    end % Bucle t
% Mostrar resultados
B=Inicio:Fin;
figure(2)
plot(B,T(:,iTadm),'b', B, T(:,iTgdm),'g', B, Tf(:,iTgdm),'r');

```

Ejemplo de mapa $Tgdm(t) = NN(Tadm(t), Tgdm(t-1))$

1.8.5.3. Redes para series temporales TLFN: *Time-Lagged Feedforward Networks*

Hay varios tipos de redes neuronales que tienen estructuras de memoria interna en las que puede almacenar los valores pasados de las variables de entrada a lo largo del tiempo. Hay diferentes maneras de introducir la capacidad de "memoria" en una red neuronal con el fin de desarrollar una red neuronal temporal. Los dos grandes grupos de redes neuronales dinámicas usadas principalmente para el análisis de series temporales (COULIBALY et al., 2001A, B; DIBIKE et al., 1999: citados por DIBIKE, 2006). son las TLFN (*Time lagged feed-forward networks*) o redes de propagación directa con retardo de tiempo, y las RNN (*Recurrent networks*) o redes recurrentes.

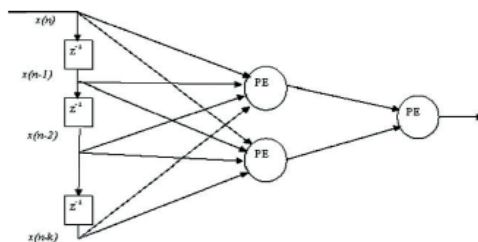


Figura 6.10: Esquema de una red TLFN con una sola capa oculta, una única variable de entrada y un etapa de memoria de profundidad k construida con una línea de retardo. Figura tomada de (DIBIKE, 2006: 137).

Una TLFN es una red neuronal que se formula mediante la sustitución de las neuronas de la capa de entrada de una MLP por una estructura de memoria. Esta memoria se denomina línea de retardo de la fuente de datos (*tap delay-line*). Se puede descomponer así en dos etapas en cascada: La capa de memoria PE que es una etapa de representación lineal del tiempo, y un mapa no lineal entre los espacios del mapa de representación y el de decisión (salida). La línea de retardo produce un mapeado que preserva la representación en el espacio de la señal (PRINCIPE et al., 1999:502). Puede así aproximar mapas invariantes en el tiempo que tiene una región de soporte finita.

1.8.5.4. Focused Gamma Neural Networks

Las memorias ganmma (*ganmma memory PE*) son un caso especial de las memorias directas generalizadas (*generalized feedforward memory PE*) cuya función de transferencia viene dada por:

$$g(n)=\mu\cdot(1-\mu)^n \quad 1.23$$

Siendo $n \geq 1$, y $g_0(n)=\delta(n)$: Una memoria ganma es básicamente un cascada de filtros paso-bajo con la misma constante de tiempo $(1-\mu)$.

Cuando la memoria ganma se usa como primera capa de una estructura TLFN se denomina red neuronal ganma focalizada (FGNN: *focused gamma neural networks*). La red resultante es un aproximador universal de funciones (PRINCIPE et al. 1999:510). Como ejemplo, CHARANIYA & DUDUL (2013) utilizan este tipo de redes para aproximar modelos de predicción de lluvia. Usan un mismo coeficiente de memoria para todas las etapas de la memoria gamma. En la presente Tesis la aproximación de la dinámica microclimática de algunas cavidades se ha implementado con coeficientes de memoria diferentes $(1-\mu_i)$, y será el ajuste del modelo el que determinará si las constantes de tiempo son iguales o no. La implementación se ha realizado en Octave. Aplican las indicaciones señaladas para la implementación de las MLP:

```
function RtestNeuralGATotal(fenotipo)
%           {Tf(t) = NN (x,Ta(t),Tf(t-1))}
% Fenotipo es un vector donde cada valor es un parametro
global N0 % Número total de entrada
global N1 % Número total de neuronas en primera capa oculta
global N2 % Número total de neuronas en segunda capa oculta
global N3 % Número total de salidas
global P % Memory depth, Tadm(t-1)... Tadm(t-p+1)
global Q % Memory depth, Tgdm(t-1), Tgdm(t-q+1)
global Z % Series temporales escaladas
global T % Series temporales no escaladas
global Tf % Valores pronosticados escalados
global Inicio
global Fin
global iTadm % Indice de Tadm
global iTgdm % Indice de Tgdm
global U
global B1
global B2
global B3
global W1
global W2
global W3
global zTInc

aux=a0=rand(N0,1);
a1=zeros(N1,1);
Taux=rand(size(Z)); % Inicialización aleatoria de la matriz de salida

% Construir matrices en base a topología y array de parámetros
cuantos=1;
```

```

for j=1:N0
    U(j)=fenotipo(cuantos);
    cuantos+=1;
end
for j=1:N1
    B1(j)=fenotipo(cuantos);
    cuantos+=1;
    for i=1:N0
        W1(i,j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
    end
end
if N2!=0 % Two hidden layers
    a2=zeros(N2,1);
    for j=1:N2
        B2(j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
        for i=1:N1
            W2(i,j)=fenotipo(cuantos);
            cuantos+=1;
        end
    end
    for j=1:N3
        B3(j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
        for i=1:N2
            W3(i,j)=fenotipo(cuantos);
            cuantos+=1;
        end
    end
else % Primera capa oculta
    for j=1:N3
        B3(j)=fenotipo(cuantos);
        cuantos+=1;
        for i=1:N1
            W3(i,j)=fenotipo(cuantos);
            cuantos+=1;
        end
    end
end % if
aux=a0;
% Procesar FGNN
% Si no nulo, usar el valor en t=0 como condición de contorno
if not(isnan(Z(1,iTgdm)))
    Taux(1,iTgdm)=Z(1,iTgdm);
end
for t=Inicio+1:Fin,
    condicion=not(isnan(Z(t,iTadm))) && not(isnan(Taux(t-1,iTgdm)));
    if condicion % Procesar si variables de entrada no nulas
        aux(1)=Z(t,iTadm); % Entrada: Tadm(t)
        indice=3;
    end
end

```

```

for i=1:P % Gamma Memory for Tadm
    aux(indice)=U(i)*a0(indice-1)+(1-U(i))*a0(indice);
    indice+=1;
end %i
aux(indice)=Taux(t-1,iTgdm); Siguiente entrada Tgdm(t-1)
indice+=1;
for i=1:Q % Gamma Memory para Tgdm
    aux(indice)=U(i+P)*a0(indice-1)+(1-U(i+P))*a0(indice);
    indice+=1;
end %i
a0=aux;
for i=1:N1 % Primera capa oculta
    a1(i)=-B1(i);
    for j=1:N0,
        a1(i)+=W1(j,i)*a0(j);
    end %j
    a1(i)=tansig(a1(i));
end %i
if N2!=0 % Si existe, procesar segunda capa oculta
    for i=1:N2
        a2(i)=-B2(i);
        for j=1:N1,
            a2(i)+=W2(j,i)*a1(j);
        end %j
        a2(i)=tansig(a2(i));
    end %i
    a3=-B3(1);
    for j=1:N2, % Output layer
        a3+=W3(j,1)*a2(j);
    end %j
else
    a3=-B3(1);
    for j=1:N1, % Output layer
        a3+=W3(j,1)*a1(j);
    end %j
end % if
a3=tansig(a3);
if zTInc!=0 % If configured, add noise to output
    a3+=rnd(-zTInc,zTInc);
end
Taux(t,quien)=a3;
Tf(t,quien) = -25+50*(a3+1)/2; % Escalado inverso
else
    Tf(t,quien) = NaN;
    if not(isnan(Z(t,quien)))
        Taux(t,quien)=Z(t,quien);
    end
end
end % Bucle t

```

Mapa Tgdm(t) = NN(G(Tadm(t... t-p)), G(Tgdm(t-1....t-1-q)))

1.8.6. Ajuste de parámetros en mapas no lineales: Optimización heurística

Los problemas de optimización son muy frecuentes en todas las ramas de la ciencia, y son de la forma (DÍAZ; 1996:20):

$$\begin{aligned}
 &\text{Optimizar } f(x) \\
 &\text{con las restricciones:} \\
 &\quad h_i(x) < b_i, \quad i=1 \dots l \\
 &\quad h_i(x) > b_i, \quad i=l+1 \dots m \\
 &\quad h_i(x) = b_i, \quad i=m+1 \dots n
 \end{aligned}
 \tag{1.24}$$

En esta Tesis los problemas de optimización a resolver son problemas de minimización de funciones de error basadas en la diferencia entre la respuesta del modelo con respecto a los datos registrados, y dependientes de los parámetros que determinan los distintos mapas y modelos multiparamétricos. La minimización de error presupone el ajuste de los parámetros que definen al modelo.

En su forma más general, el problema de optimización puede definirse como:

$$\begin{aligned}
 &\text{Optimizar } F(x) = (f_1(x), \dots, f_m(x))^T \\
 &\quad x \text{ perteneciente a } \Omega
 \end{aligned}
 \tag{1.25}$$

dónde Ω es el espacio de decisión, $F: \Omega \rightarrow \mathbb{R}^m$ consiste en m funciones objetivo de valor real, y \mathbb{R}^m es el espacio objetivo.

Cuando $m=1$, F es escalar. Cuando $m>1$, F es una multifunción y el problema es una optimización multiobjetivo (MOP) en la que con frecuencia los objetivos f_i se contradicen entre ellos (MESSAC et al., 2000; ZHANG, 2007; LIN & LIN, 2010), por lo que no existe un punto (vector) x que maximice o minimice simultáneamente todos los objetivos. En este caso hay que balancear los objetivos parciales. El “mejor balance” entre los distintos objetivos pueden definirse en términos de la optimalidad de Pareto (ZHANG, 2007):

- **Dominancia de Pareto:** Dado un vector $u = (u_1, \dots, u_k)$, se dice que domina a otro vector $v = (v_1, \dots, v_k)$ si y sólo si:

$$\text{Para todo } i \in \{1, \dots, k\}, u_i \leq v_i \text{ y existe } i_0 \in \{1, \dots, k\} / u_{i_0} < v_{i_0}
 \tag{1.26}$$

- **Optimalidad de Pareto:** Una solución x^* se dice que es Pareto-óptima si y sólo si no existe otro vector x tal que $v = F(x) = (v_1, \dots, v_k)$ domine a $u = F(x^*) = (u_1, \dots, u_k)$. $F(x^*)$ se llama entonces vector u objetivo óptimo de Pareto.

Al conjunto de todos los puntos óptimos de Pareto se le denomina conjunto de Pareto (*Pareto Set: PS*) y al conjunto de todos los vectores óptimos de Pareto se le denomina Frente de Pareto (*Pareto Front: PF*). Dado que el resultado de un MOP es una aproximación de PF, la resolución práctica del problema requerirá de un procedimiento o estrategia para seleccionar una única solución dentro de PF.

Desde los años 80 tienen mucho auge los métodos denominados naturales para resolver problemas de optimización: Algoritmos genéticos (SGA), estrategias evolutivas (EA), etc. Estas técnicas tienen la ventaja de que pueden optimizar cualquier tipo de problema – son ciegos a la estructura del problema – y tienden a evitar los mínimos locales. Su mayor inconveniente es la enorme carga computacional que implican.

Existen diversos algoritmos para determinar PF. Muchos de ellos son Algoritmos Evolutivos (EA) que se basan en la ley natural de “supervivencia de los mejores” (*‘survival of*

the fittest'). Algunos de los algoritmos más populares en esta categoría son: NSGA (*Non-dominated sorting Genetic Algorithm*) y sus variantes; SPEA (*Strength Pareto Evolutionary Algorithm*); MOSA (*Multi-objective Simulated Annealing*); PACO (*Pareto ant colony optimization*); PDE (*Pareto Differential Evolution*); MODE (*Multi-objective Differential Evolution*) etc. (BABU & GUJARATHI, 2007).

Existen diversas estrategias para transformar un problema de aproximación del frente de Pareto en problemas de optimización escalar (MESSAC et al., 2000; ZHANG & LI, 2007): Una solución Pareto óptima de un MOP bajo condiciones adecuadas podría ser una solución óptima para un problema de optimización escalar en la que el objetivo es una agregación de todos los objetivos f_i . Por lo tanto una aproximación de PF puede descomponerse en un número de subproblemas de optimización con objetivo escalar. En la literatura pueden encontrarse distintas estrategias para la construcción de la función de agregación: Así, por ejemplo, JIN et al. (2001) proponen un procedimiento sencillo, de rápida computación, basado en agregación ponderada de los objetivos: La idea básica es que cada individuo en la población debería buscar en una dirección diferente para poder aprovechar las ventajas de una optimización basada en poblaciones. Considerando un problema de optimización de dos objetivos, y una población de tamaño λ , entonces los pesos para los dos objetivos se determinan como sigue:

$$\begin{aligned} w^{1i}(t) &= \text{random}(\lambda)/\lambda \\ w^{2i}(t) &= 1 - w^{1i}(t) \end{aligned} \quad 1.27$$

dónde $\text{random}(\lambda)$ genera pesos uniformemente distribuidos entre 0 y λ , y t es el número de generación. Así la función objetivo se transforma en:

$$\text{adecuación_individuo}^i(t) = w^{1i}(t) \cdot f_1(t) + w^{2i}(t) \cdot f_2(t) \quad 1.28$$

El método de agregación puede fácilmente extenderse a un problema con tres objetivos de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} w^{1i}(t) &= \text{random}(\lambda)/\lambda \\ w^{2i}(t) &= (1 - w^{1i}(t)) \cdot \text{random}(\lambda)/\lambda \\ w^{3i}(t) &= 1.0 - w^{1i}(t) - w^{2i}(t), \end{aligned} \quad 1.29$$

dónde $\text{random}(\lambda)$ genera pesos uniformemente distribuidos entre 0 y λ , $i = 1, \dots, \lambda$, λ es el tamaño de la población y t es el número de generación.

ZHANG & LI (2007) comparan tres propuestas diferentes:

1. *Enfoque por suma ponderada (Wighted Sum Approach)*: Este método considera una combinación convexa de los diferentes objetivos. Así si $\lambda = (\lambda_1, \dots, \lambda_m)^T$ es un vector de pesos, tal que $\lambda_i \geq 0$ para todo $i=1 \dots M$ y $\sum \lambda_i = 1$, entonces la solución óptima del problema de optimización escalar: $\min g(x|\lambda) = \sum (\lambda_i f_i(x))$ es un punto óptimo de Pareto de $\min \{F(x) = (f_1(x), \dots, f_m(x))^T\}$, x perteneciente a Ω
2. *Enfoque de Tchebycheff (Tchevycheff Approach)*: En este caso el problema de optimización (maximización) es de la forma $\min g(x|\lambda, z^*) = \max(\lambda_i |f_i - z_i^*|)$, x perteneciente a Ω , dónde $z^* = (z_1^*, \dots, z_m^*)^T$ es el punto de referencia, por ejemplo $z^* = \max(f_i(x), x \text{ perteneciente a } \Omega)$, para cada $i=1 \dots, m$. Si el problema es de minimización: $\min g(x|\lambda, z^*) = \min(\lambda_i |f_i - z_i^*|)$, x perteneciente a Ω , dónde $z^* = (z_1^*, \dots, z_m^*)^T$ es el punto de referencia, por ejemplo $z^* = \min(f_i(x), x \text{ perteneciente a } \Omega)$, para cada $i=1 \dots, m$. Para cada punto óptimo de Pareto x^* , existe un vector λ solución del problema de minimización de $g()$, y para cada solución óptima de $g()$ existe un x^* solución del problema de optimización no agrupado.

3. Enfoque por intersección de límites (*BI: Boundaries Intersection Approach*): Cuando PF no es cóncavo, bajo ciertas condiciones el PF de un MOP continuo es parte del más alto límite de sus posibles conjuntos objetivos. El enfoque por intersección de límites usa un conjunto de líneas que nacen en el punto de referencia con la esperanza de que su intersección con este límite óptimo proporcione una buena aproximación en la totalidad de PF. Matemáticamente es un subproblema de optimización escalar $\min g^{bi}(x|\lambda, z^*) = d$, donde $z^* - F(x) = d\lambda$, x perteneciente a Ω , y λ y z^* con las indicaciones del enfoque de Tchevycheff.

La conversión de un MOP en un problema escalar tiene la ventaja de que podemos usar el mismo programa de optimización para todos los problemas que se planteen dentro de la Tesis independientemente de que sean multiobjetivo o no. Solamente cambiará la definición de la función objetivo.

Una de las desventajas con estas estrategias de agregación, es que convergen a un único PF (BABU & GUJARATHI, 2007). Otra de las desventajas y dificultades es el elevado número de evaluaciones que hay que realizar de la función objetivo para obtener una solución aceptable. Esto conlleva varios miles de ciclos de evaluación y elevados tiempos de computación (GASPAR-CUÑA & VIEIRA, 2004). También como desventaja hay que considerar que el resultado es una solución de compromiso entre los subobjetivos, cuya no dominancia no siempre está garantizada (CHING-SHIH TSOU et al., 2007).

Para paliar algunas de las desventajas y obtener un mayor número de candidatos de PF pueden obtenerse diferentes soluciones Pareto óptimas procesando en paralelo, y de forma independiente, el mismo problema para varios valores de λ (MAIMOS et al., 2011). Pero al igual que en un MOP, este conjunto de soluciones soporte requerirá de un procedimiento para seleccionar una única solución que aplicar al problema.

1.8.6.1. Optimización mediante algoritmos genéticos

En la Naturaleza, la Evolución, en particular la de los seres vivos, tiene algunas características que motivaron a John Holland a comenzar una línea de investigación en un área que eventualmente se transformó en lo que hoy se denomina Algoritmos Genéticos (GA): La habilidad de una población de cromosomas para explorar el espacio de búsqueda “en paralelo” y combinar lo mejor que ha sido encontrado en él mediante el mecanismo de sobrecruzamiento (*crossover*).

Los algoritmos genéticos son algoritmos de búsqueda basados en los mecanismos de selección genética natural (GOLDBERG, 1989:1), especializados en la resolución de problemas de maximización de un valor escalar, llamado adecuación (*fitness*), y que representa la “calidad” del individuo.

Para la resolución de algunos problemas de optimización de la Tesis, se ha implementado en Octave el algoritmo propuesto por GOLBERG (1989: 343-348) en su versión ensayada en (VAQUEIRO, 1996). Ver figura 1.11. El código en Octave simplemente convierte operaciones unitarias en operaciones matriciales y adapta el algoritmo a la estructura de bases de datos de registros climáticos y neuromodelos sobre los que se va a trabajar.

Para poder aplicar el algoritmo de maximización de GOLBERG a nuestros problemas de minimización de error, realizaremos la maximización de una función de adecuación inversa del error, y definida como:

$$fitness = (eps + gerror)^{-1} \quad 1.30$$

Dónde eps es el valor de precisión de la máquina (*floating-point relative accuracy*), y está definido como: "*The distance from 1.0 to the next largest double-precision number, that is, $eps = 2^{-52}$* ". El objeto de añadir eps al denominador es prevenir el *overflow* producido por una división por 0 si el error alcanza su valor mínimo.

Con esta definición reescribimos nuestro problema de optimización se convierte en:

$$\min ||gerror|| = \max ||fitness|| \quad 1.31$$

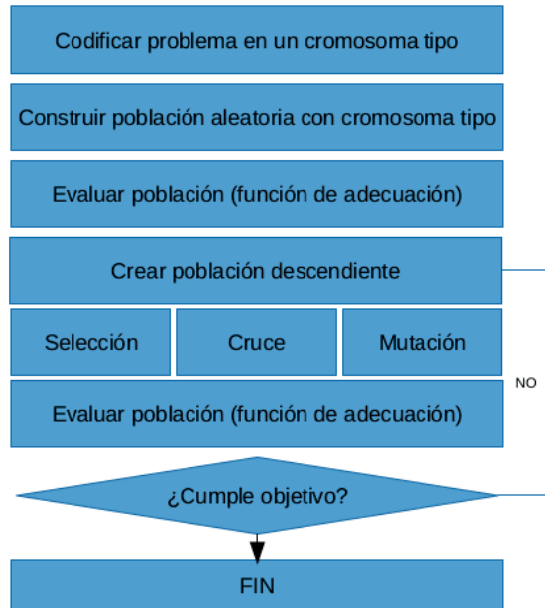


Figura 1.11: Flujograma del GA. Se genera una población con $popsiz$ individuos con cromosomas aleatorios y que codifican potenciales soluciones del problema de optimización. Evaluada la población, la probabilidad de reproducción (la selección) de los individuos depende de su "calidad" o adecuación. Los individuos seleccionados se cruzarán con una cierta probabilidad ($pcross$), y en el cruce se producirán mutaciones con una probabilidad baja prefijada ($pmute$). Con este criterio, y con probabilidades de cruce y mutación adecuadas, las generaciones sucesivas convergen a un máximo de la función de adecuación. Cuando la nueva población cumpla con el objetivo prefijado, el proceso se detiene.

El GA que se ha utilizado tiene la siguiente caracterización:

- Tamaño de la población ($popsiz$). En nuestro caso 100 a 500 individuos.
- Número de generaciones ($maxgen$). En nuestro caso hasta 10.000 generaciones.
- Tamaño de parámetro ($bits$). En nuestro caso 16 bits/parámetro. Este tamaño de cadena binaria en la codificación tiene una resolución de $1,5259E-5$ unidades/bit.
- Optimización multiparamétrica: Uno de los métodos más efectivos para resolver problemas de optimización multiparamétrica consiste en concatenar los parámetros en posición fija y con una longitud fija por parámetro (GOLDBERG, 1989: 82). La concatenación así definida determina un único cromosoma que representa al individuo (solución posible) dentro de la población.
- Codificación de los parámetros: Se usa código binario.

- *Operador de sobrecruzamiento con probabilidad de cruce (pcross)*. En nuestro caso valores ajustados entre 0,7 y 0,8. Inicialmente se hizo uso del operador de sobrecruzamiento de punto único (*one-point crossover*). Este operador elige aleatoriamente un punto de ruptura de tal manera que el material genético más allá de este punto es intercambiado entre los dos padres para crear dos hijos. En la versión final del GA se implementaron dos operadores de sobrecruzamiento diferentes:
 - Operador de cruce en dos puntos (*two-point crossover operator*), eligiendo dos puntos de ruptura al azar e intercambiando el material genético entre ambos. Esta solución permite combinar mejor las características presentes en los dos cromosomas. Véase GOLDBERG (1989: 106-120) y DÍAZ (1996:78).
 - Cruce uniforme (*uniform crossover*): Comenzando por el primer bit, es elegido al azar un padre que contribuya con su primer bit al primer hijo, mientras que el segundo hijo recibe el bit del segundo padre. Este proceso continua hasta que todos los bits (los genes) han sido asignados DÍAZ (1996:78).
- Una probabilidad de mutación durante el cruce (*pmute*). La mutación consiste en reemplazar con cierta probabilidad el valor del bit. En nuestro caso la probabilidad se han ajustado entre 0,0017 y 0,02.
- Escalado de la función de adecuación siguiendo la recomendación de (GOLDBERG, 1989:76-77). El escalado lineal seleccionado conserva el valor medio de la adecuación de la población.

Se muestra un programa test de optimización genética:

```
% GA Optimization - Test
% Parametros y ajustes
popsize =100; %          Tamaño de la población
param = 1; %           Numero de parametros
bits=16;%              Numero de bits por parametro
lchrom=bits*param;%    Longitud del cromosoma
maxgen = 300;%         Numero máximo de generaciones
pcross=0.8;%           Probabilidad de cruce
pmute=0.0033;%         Probabilidad de mutación
fscaling=1;%           Escalado de fitness
Elitismo = 1;%         Forzar la presencia del "best"
% Definir variables
oldpop=zeros(popsize,lchrom);
fitness=zeros(popsize,1);
fenotipo=zeros(popsize, param);
fmax=zeros(param,1);
fmin=zeros(param,1);
newpop=zeros(popsize,lchrom);
newfitness=zeros(popsize,1);
newfenotipo=zeros(popsize, param);
% Definir limites de escalado
fmax=[10];
fmin=[-10];
vmax = (2^bits)-1;
% Iniciar una poblacion binaria
for i=1:popsize
    for j=1:lchrom
        oldpop(i,j)=flip(rand());
```

```

        end
    end
% Evaluar la poblacion inicial
    elmejor=0;
    for j=1:popsiz
        for k=1:param
            fenotipo(j,k)=Escala(decode(oldpop(j,iparam(k,bits))),fmax(k),
            fmin(k),vmax);
        end % Control numero de parametros
% Función test
    x=fenotipo(j,:);
    fitness(j)=2*(1-x.^2).*exp(-0.5*x.^2)/sqrt(3*sqrt(pi));
% Función test
        end % Control numero de individuo de la poblacion
sumfitness= NaN*ones(maxgen+1,1);
ciclo=0:maxgen;
sumfitness(1)=sum(fitness);
[mejor imejor]= max(fitness);
    if mejor > elmejor
        backup=oldpop(imejor,:);
        elmejor=mejor;
    end
% Optimización
for i=1:maxgen
    plot(ciclo,sumfitness);
    refresh();
    if fscaling
        fitness=prescale(fitness);
    end
    % Algoritmo generation
    for j=1:2:popsiz
        matel=select(popsiz,fitness);
        mate2=select(popsiz,fitness);
        [child1 child2] = crossover(oldpop(matel,:), oldpop(mate2,:),
        pcross,pmute);
        newpop(j,:)=child1;
        newpop(j+1,:)=child2;
        for k=1:param
            newfenotipo(j,k)=Escala(decode(newpop(j,iparam(k,bits))),fmax(
            k),fmin(k),vmax);
            newfenotipo(j+1,k)=Escala(decode(newpop(j+1,iparam(k,bits))),f
            max(k),fmin(k),vmax);
        end % Control numero de parametros
% Función test
    x=newfenotipo(j+1,:);
    newfitness(j+1)=2*(1-x.^2).*exp(-0.5*x.^2)/sqrt(3*sqrt(pi));
    x=newfenotipo(j,:);
    newfitness(j)=2*(1-x.^2).*exp(-0.5*x.^2)/sqrt(3*sqrt(pi));
% Función test
        end % Control numero de individuo de la poblacion
% Backup del mejor resultado
[mejor imejor]= max(newfitness);

```

```

        if mejor > elmejor
            backup=newpop(imejor,:);
            elmejor=mejor;
        end
% Ciclar poblaciones para una nueva iteración
oldpop=newpop;
fitness=newfitness;
fenotipo=newfenotipo;
if Elitismo && flip(rand)
    [peor ipeor]= min(fitness);
    oldpop(ipeor,:)=backup;
    fitness(ipeor)=elmejor;
end
sumfitness(i+1)=sum(fitness);
end % Control numero de generaciones
% Visualizar evolucion
plot(ciclo,sumfitness);
% Visualizar el mejor resultados
elmejor
for k=1:param
    val_param(k)= Escala(decode(backup(iparam(k),bits))),
    fmax(k),fmin(k),vmax);
end
val_param
% Show test
t=-10:0.001:10;
s=2*(1-t.^2).*exp(-0.5*t.^2)/sqrt(3*sqrt(pi));
q=zeros(size(t));
figure(2),
plot(t,s, '-b',valparam,3,'-r')

```

Determinación del máximo de la función: $a \cdot (1-t^2) \cdot \exp(-t^2/2)/b$ en $[-10,10]$

1.8.6.2. Algoritmos GESA (*Guided Evolutionary Simulated Annealing*)

La optimización mediante métodos evolutivos consiste en tener una población de posibles soluciones que va evolucionando. Los mejores individuos tienen mayores posibilidades de reproducirse y procrear elementos similares a ellos, de forma que cada generación tiende a ser mejor que la anterior, o por lo menos globalmente, al cabo de varias generaciones, la población tiene una mejor adecuación que la población original.

El método GESA combina el enfriamiento simulado (*Simulated Annealing*) con las técnicas de selección de evolución simulada (*Simulated Evolution*). Introduce además una competición entre las regiones del espacio de búsqueda. Básicamente los métodos GESA dividen una población en familias y definen dos niveles de competición: Uno entre la jerarquía de cada familia (competencia padres-hijos) y otro entre las diferentes familias. De esta forma se presta una mayor atención a aquellas regiones que tienen una mejor adecuación favoreciendo que se reproduzcan más individuos de las mejores familias.

El enfriamiento simulado condiciona la aleatoriedad de la búsqueda: Al principio, cuando la “temperatura” del sistema es muy alta, la evolución del algoritmo es muy aleatoria y apenas se tiene en cuenta la calidad de un individuo en la reproducción, de tal forma que se expande la búsqueda por todo el espacio de soluciones, tratando de evitar así convergencias

prematuras a mínimos locales. A medida que la búsqueda avanza va disminuyendo la “temperatura”, solo se reproducen los mejores individuos y la búsqueda se va afinando, concentrándose en aquellas zonas del dominio dónde se dan los mejores resultados.

Los métodos GESA dividen una población en familias, que entre todas van a procrear un número constante de hijos. El algoritmo comienza escogiendo aleatoriamente los padres de la primera generación, tantos como familias, luego genera los hijos que corresponden a cada padre, y el mejor hijo de cada familia compite con el padre para ser el padre de la siguiente generación. Paralelamente las distintas familias compiten entre si para decidir el número de hijos que van a generar en la siguiente iteración

La competición padre-hijo se resuelve con la aceptación del mejor hijo como siguiente padre si:

$$y_{padre} > y_{hijo} \vee \exp(-(y_{hijo}-y_{padre})/T) > \rho \quad 1.32$$

siendo y_{padre} el valor del padre, y_{hijo} el valor del hijo, T la temperatura del sistema y ρ un número aleatorio (probabilidad de Boltzman de aceptación).

La competición entre familias determina el número de hijos que ha de tener cada familia en la siguiente generación. Para ello se calcula un parámetro llamado aceptación de la familia. Al inicio de cada ciclo la aceptación es cero. Se incrementa durante la generación de los hijos si se cumple:

$$y_{padre} > y_{hijo} \vee \exp(-(y_{hijo}-y_{minimo})/T) > \rho \quad 1.33$$

siendo y_{padre} el valor del padre, y_{hijo} el valor del hijo, y_{minimo} valor del mejor individuo localizado hasta el momento, T la temperatura del sistema y ρ un número aleatorio (probabilidad de Boltzman de aceptación).

El número de hijos de cada familia será proporcional a su aceptación. La temperatura disminuye en cada iteración (generación de la población) multiplicandola por una contante menor que uno, generalmente 0,990 – 0,995.

El algoritmo GESA programado en OCTAVE transcribe el algoritmo GESA.C v2.2 de Daniel Paz Cornes (10.08.1995) (com. Pers. 2000).

```
% GESA Optimization - test
% Basado en gesa.c v2.2(10.08.95) de D.Paz Cornes (com. Pers. 2000)
rand("seed",sem 808008082);

% Parámetros del GESA
familias=10; %      Tamaño de la familia
popsize =100; %      Tamaño de la población
maxgen = 1000;%      Número máximo de generaciones
t0=1000;%           Temperatura inicial
beta=0.99;%          Coeficiente de reducción de la temperatura

% Definir variables del GESA
pais=zeros(familias,2);
fillos=zeros(familias,2);
val_pais=zeros(familias,1);
val_fillos=zeros(familias,1);
num_fillos=zeros(familias,1);
aceptancia=zeros(familias,1);

% Crea las familias
for i=1:familias,
    pais(i,:)= CreaIndividuo();
```



```

        fillos(i,:)= CreaIndividuo();
        num_fillos(i)=popsize/familias;
        val_pais(i)=Evalua(pais(i,:));
    end

% Proceso de optimización
fillo = zeros(2,1);
TheOne=NaN*zeros(maxgen,1);
minimo=1/eps;
RAND_MAX = 1;
INVERSO_RANDMAX=1/RAND_MAX;

for gen=1:maxgen,
    suma_aceptancias=0;
    for n=1:familias,
        % Generar hijos
        mn=1/eps;
        aceptancia(n)=0;
        for j=1:num_fillos(n),
            fillo=Procrea(pais(n,:));
            valorf=Evalua(fillo);
            if valorf < mn
                aux = fillos(n,:);
                fillos(n,:)=fillo;
                fillo=aux;
                val_fillos(n)=valorf;
                mn=valorf;
            end % if
        end
        if familias!=1
            if valorf<minimo
                aceptancia(n)+=1;
            else
                ro=rand(1)*INVERSO_RANDMAX;
                if ro<exp((minimo-valorf)/t0)
                    aceptancia(n)+=1;
                end % if
            end % if
        end % Generar hijos
    end
    % Seleccionar padre
    if (val_fillos(n)<val_pais(n))
        aux=pais(n,:);
        pais(n,:)=fillos(n,:);
        val_pais(n)=val_fillos(n);
        fillos(n,:)=aux;
    else
        ro =rand(1)*INVERSO_RANDMAX;
        if ro<exp((val_pais(n)-val_fillos(n))/t0)
            aux=pais(n,:);
            pais(n,:)=fillos(n,:);
            val_pais(n)=val_fillos(n);
            fillos(n,:)=aux;
        end
    end
end

```

```

                                end % if
                                end % if
                                end % Seleccionar padre
                                suma_aceptancias+=aceptancia(n);
                                end %
% Cálculo del número de hijos en sig. generación
for n=1:familias,
    if suma_aceptancias!=0
        fillos(n)= floor(popsiz*aceptancia(n/suma_aceptancias);
        end
    if num_fillos(n)==0
        for i=n:familias-1
            pais(i,:)= pais(i+1,:);
            fillos(i,:)= fillos(i+1,:);
            num_fillos(i)=num_fillos(i+1);
            val_pais(i)=val_pais(i+1);
            aceptancia(i)=aceptancia(i+1);
            val_fillos(i)=val_fillos(i+1);
        end % for
        familias-=1;
    end % if
end % Cálculo hijos
% Cálculo del mínimo
for n=1:familias,
    if val_pais(n)<minimo
        minimo=val_pais(n);
        ElMejor=pais(n,:);
    end % if
end % for

TheOne(gen)=minimo;
figure(1), plot(TheOne);

Mostrar(ElMejor);

t0*=beta;
end

```

Algoritmo GESA optimización función Evalúa

1.8.7. Ajuste paramétrico de los neuromodelos

El ajuste de un neuromodelo ha de efectuarse en dos aspectos fundamentales: La topología o configuración de la red, y el ajuste de los parámetros (pesos sinápticos) de la red.

Ajustar la topología, es determinar el modelo de red, el tipo de neurona, el número de capas de la red y el número de neuronas por capa, sin olvidar lo indicado en la introducción a este capítulo: Hay que lograr un equilibrio entre la simplicidad del modelo y la exactitud de los resultados del análisis (OGATA, 1993).

La característica más interesante de las redes neuronales artificiales es su capacidad de aprendizaje. Este aprendizaje (DÍAZ, 1996:169) se realiza mediante el ajuste de los parámetros de la red y se resuelve entrenando la red en el conocimiento asociado al conjunto

de datos de entradas-salidas o estímulo-respuesta: La misión de la red neuronal es dar la salida deseada para cada entrada. La regla de aprendizaje adaptará los pesos de la sinapsis de tal modo que el error entre la salida real y la deseada sea mínima.

Cuando termina la fase de entrenamiento dejan de variar los pesos sinápticos y quedan fijados para las operaciones siguientes. Si el entrenamiento ha sido correcto, la red entrenada debería ser capaz de encontrar la salida adecuada a conjuntos de datos con los que no ha sido entrenada. Esta capacidad se denomina generalización y es fundamental para que los modelos desarrollados sean productivos.

El número de parámetros de la red es generalmente muy grande y sus valores han de elegirse de forma que minimicen un cierto índice de error, diseñado para minimizar la diferencia entre los comportamientos actual y el deseado de la red sobre su conjunto soporte.

De forma general, y partiendo del modelo 1.19, sean $X \in R^n$, $Y \in R^m$ y $Z = \{W, B\} \in R^r$, tres espacios vectoriales que definen respectivamente un conjunto de estímulos, un conjunto de respuestas y un conjunto de parámetros. Si NN es una red neuronal que resuelve el mapa de X en Y , definimos el error de identificación como:

$$E = NN(X, \{W, B\}) - Y \quad 1.34$$

Y en el caso de que $m > 1$, podemos definir un índice o medida del error como:

$$J(\{W, B\}) = g(E) \quad 1.35$$

siendo $g()$ bien una norma cualquiera (normas 1, 2 o infinito), o una función de agregación. De esta forma el problema de identificación se transforma en el problema de optimización:

$$\min J(\{W, B\}) \quad 1.36$$

problema de optimización multiparamétrica, no lineal, y no sujeto a restricciones, y dónde $\{W, B\}$ es el conjunto de parámetros a estimar.

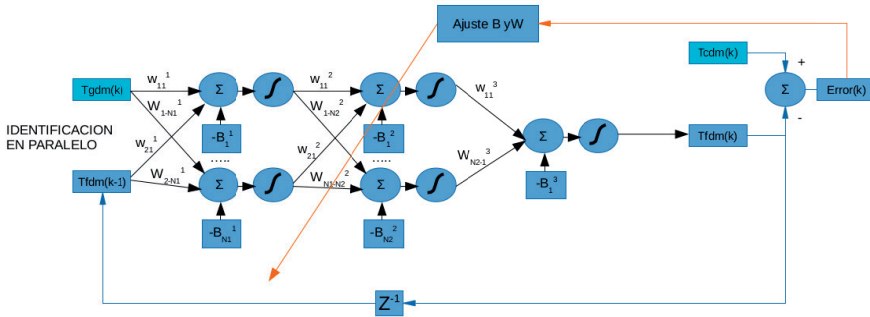


Figura 6.12: Esquema de identificación en paralelo del mapa de $Tgdm$ (datos exokársticos) en $Tcdm$ (datos endokársticos). El ajuste de los parámetros $\{B, W\}$ se realiza partiendo del error de aproximación entre los datos experimentales y los pronosticados por la red neuronal.

Este problema puede resolverse por diversos métodos:

- Algoritmos basados en el gradiente descendente (*backpropagation*) (KOSKO, 1992; MASTERS, 1993; DEMUTH & BEALE, 1994). Presentan grandes problemas de convergencia a mínimos locales y exigen grandes tiempos de computación
- Algoritmos tipo quasi-Newton como Levenberg-Maquardt (KASPARIAN et al. 1993; DEMUTH & BEALE, 1994), reducen el tiempo de computación pero presentan problemas de convergencia.

- Algoritmo de los mínimos cuadrados de Davidon (KASPARIAN et al. 1993)
- Algoritmo del Templado Simulado (*Simulated Annealing*) (MASTERS, 1993)
- Algoritmos evolutivos y algoritmos de optimización genética (GOLDBERG, 1989; MASTERS, 1993; FOGEL, 1993; MANIEZZO, 1994; SEBALD & SCHLENZIG, 1994).

En esta Tesis se aplican Algoritmos Genéticos en los modelos climáticos simples dependientes de temperatura o de temperatura y profundidad, y se aplican algoritmos GESA en modelos recursivos y en modelos multiobjetivo.

En cualquiera de los casos, los parámetros que definen la *NN* se han seriado formando un array de números enteros que representa al fenotipo del individuo, y que no es más que una solución potencial al problema de optimización.

Si realizamos el aprendizaje mediante un GA, el fenotipo formado por el array de parámetros se convierte en una cadena binaria (ver figura 1.13), con una longitud fija por parámetro (en nuestro caso 16 bits por parámetro). La cadena binaria derivada del fenotipo del individuo da lugar a un cromosoma que representa al individuo.

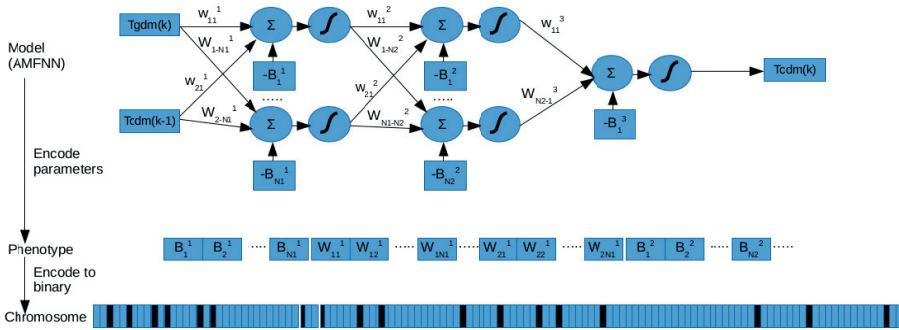


Figura 1.13. Modelo de codificación de una *NN* para su optimización vía GA.

Todos los parámetros de la *NN* son números reales en $[-1, +1]$, definidos como datos en coma flotante. El fenotipo *sensu stricto*, es un valor entero que se ha escalado a partir del parámetro. Trabajando con 16 bits, este escalado es un mapa:

$$Sc: [-1, +1] \in \mathbb{R} \rightarrow [0, 2^{16}] \in \mathbb{Z} \quad 1.37$$

Si se resuelve el aprendizaje mediante un algoritmo GESA se puede trabajar directamente con los valores reales de los parámetros definidos en $[-1, +1]$. En redes con filtro ganma los coeficientes del filtro deben ser números reales definidos en $[0, +2]$.

1.8.7.1. Ajuste de la topología de la red

La mayoría de los trabajos consultados y que hacen uso de redes neuronales para el modelado de sistemas climáticos, se basan en redes de dos capas (KRASNOPOLSKY et al. 2008 ; TRIGO & PALUTIKOF, 1999;) con un determinado número de neuronas, que varía de unas pocas hasta las 10.000 en los modelos más complejos.

Existen algunas “reglas de oro” utilizadas para determinar el número de neuronas en los nodos ocultos relacionando su dimensión con el número de entradas y salidas:

- El número de neuronas en las capas ocultas son los $\frac{2}{3}$ (o del 70 al 90%) del tamaño de la capa de entrada. Si resulta insuficiente, puede añadirse el número de neuronas en la capa de salida.
- El número de neuronas en la capa oculta debería ser menos de la mitad que el número de neuronas en la capa de entrada.
- El número de neuronas en la capa oculta debería estar entre el tamaño de la capa de entrada y el tamaño de la capa de salida.

CHEN et al. (2008) indican que el número de neuronas inicial debería establecerse entre $(2\sqrt{n} + m)$ y $(2n + 1)$ de acuerdo con HAJELA & BERKE (1991) y FLETCHER & GOSS (1993), dónde n y m representan los números de neuronas en entrada y salida respectivamente.

En la práctica estas reglas no funcionan y es muy difícil determinar una buena topología de la red a partir del número de entradas y salidas. Según KARSOLIYA (2012:717) el número de neuronas ocultas depende críticamente del número de muestras con las que se va a realizar el entrenamiento y de la complejidad de la información que la red intentará aprender. Se ha comprobado que un número bajo de neuronas en la capa oculta produce un sub-aprendizaje que inutiliza la red, pero también que un número elevado de neuronas da lugar a un sobre-aprendizaje (PASINI, 2010:324) con el que la red pierde su capacidad de generalización, pasa a imitar los conjuntos de valores entrenados sin extraer ninguna ley de regresión real, y deja de ser capaz de responder coherentemente frente a estímulos no entrenados.

Otros autores, como STEINER (2005:316) descartan fórmulas de pre-cálculo del tamaño de la red, y sugieren que el número de neuronas debe determinarse a partir de simulaciones repetidas en las que se incrementa el número de neuronas al tiempo que se observa el desempeño de las diferentes arquitecturas sobre una muestra de validación.

1.8.7.2. Conjuntos de entrenamiento y validación. Selección del mejor modelo

La exactitud de los emuladores contruidos (NN) sobre modelos físicos dependen significativamente de nuestra habilidad para generar conjuntos de datos de entrenamiento lo suficientemente representativos como para evitar que las redes tengan que tratar de extrapolar respuestas más allá del dominio cubierto por el conjunto de entrenamiento. La aparición de grandes errores o de valores atípicos en las respuestas generadas por modelos NN ocurren solamente cuando se somete a la red a entradas que no han sido suficientemente representadas en el conjunto de entrenamiento. Cuando trabajamos con series temporales muy largas sobre modelos climáticos no lineales (KRASNOPOLSKY et al. 2008), se ven incrementadas tanto la probabilidad de que se produzcan valores atípicos (grandes errores) como la probabilidad de que produzca un impacto indeseado durante una integración de varios sistemas. Es esencial el introducir procedimientos de control, que puedan predecir y eliminar esos valores atípicos durante la integración de distintas NN en un mismo modelo.

CHEN et al. (2008) recomiendan dividir los datos disponibles del conjunto de entrenamiento en tres subconjuntos, dos como datos de entrenamiento y otro como conjunto de test o validación, para así maximizar la exactitud y estabilidad del modelo.

Siguiendo las recomendaciones de KRASNOPOLSKY et al. (2008) y CHEN et al. (2008), se han analizado las series para controlar valores atípicos, al tiempo que se cubre el máximo dominio (temporal, en nuestro caso) posible. Hemos definido los entornos de entrenamiento (TDS : *training dataset*) y de test ($BtDS$: *backtest dataset*) como particiones

sobre la base de datos disponible. Y para además poder comparar distintas realizaciones del modelo con diferentes topologías, hemos fijado el número mínimo de iteraciones del algoritmo, la función de adecuación, y para cada conjunto TDS y BtDS, el valor máximo del error, el error medio, su desviación standard, y la distribución del error.

Recordemos que para un mismo modelo pueden existir varias realizaciones diferentes (varios óptimos) cuyos resultados sean válidos. En el apartado dedicado a MOP, se planteaba la necesidad de definir estrategias para optar por una u otra solución. Cuando no exista una razón de peso que conlleve el priorizar una realización sobre otra, KRASNOPOLSKY et al. (2008) proponen el ensamblado lineal o ponderado de las diferentes realizaciones de un modelo: Así dado $X \in R^n$, si $Y_1=NN_1(X)$ $Y_k=NN_k(X)$ fuesen k realizaciones válidas de un modelo, los posibles ensamblados serían:

- Lineal: $Y = \text{mean}(Y_i)$;
- Ponderado: $Y = k^{-1} \cdot \sum(\lambda_i \cdot Y_i)$, siendo $\lambda_1 \dots \lambda_k / \sum(\lambda_i)=1$, $\lambda_i>0$.

Igualmente la medida de la calidad del modelo ensamblado vendrá definida para cada conjunto TDS y BtDS por el valor máximo del error, el error medio, su desviación standard, y la distribución del error.

1.8.7.3. Ajuste paramétrico de neuromodelos multifunción mal condicionados

Los modelos que se han descrito se basan en distintas topologías de redes neuronales. Los niveles sinápticos están acotados en $[0, +1]$ o, como en nuestro caso, en $[-1, +1]$. Esto implica que las variables físicas del mundo real deben escalarse a los niveles de las señales sinápticas para poder utilizarse.

Este escalado hace que nuestro problema esté mal condicionado: Dada la función F definida por 1.38, un problema se dice bien condicionado si para una pequeña variación en el valor de $x \in X$, implica una pequeña variación en $F(x)$.

$$F: X \in R \rightarrow [-1, +1] \quad 1.38$$

En nuestros problemas de optimización esto dependerá por un lado de qué variables se combinan en el modelo, de los recorridos de las variables físicas, y por otro de las magnitudes de dichas variables.

En el apartado 1.8.6 se han descrito las estrategias para resolver problemas de optimización multiobjetivo. En el desarrollo de esta Tesis se han ensayado e implementado hasta 6 estrategias de agregación diferente: Agregación de Tchevicheff, ponderación por suma de agregados, enfoque por intersección de límites, agregación ponderada de pesos aleatorios, agregación dinámica (DOAM) y agregación senoidal.

Algunos de los problemas multiobjetivo tratados están mal condicionados: Por ejemplo, en un modelo en el que se pretenda identificar la temperatura del aire y la humedad relativa simultáneamente: Mientras las temperaturas tienen un recorrido de menos de 10°C, la humedad relativa puede variar más de 80 unidades. Esto implica que a nivel neuronal un error de 0,1 unidades en la temperatura equivaldrá a 0,5° C de error, mientras que 0,1 unidades en humedad equivaldrán a un 4% de HR. A medida que se incrementan las diferencias en los recorridos, los optimizadores tienden a favorecer a la componente que provoca una reducción mayor del error en detrimento de la optimización de la otra variable.

En esos casos, las estrategias de ponderación no siempre funcionan correctamente y en muchas ocasiones los resultados son tendenciosos favoreciendo a aquellas componentes con mayor peso en el error agregado.

Por otro lado, muchos de estos problemas no tienen una única solución. Existe un conjunto de soluciones óptimas (conocidas como soluciones óptimas de Pareto) y que además sin más información o criterio, no puede decirse que una solución sea mejor que otra. Esto hace recomendable el trabajar simultáneamente con conjuntos de posibles soluciones y no con una única solución potencial.

Para solventar problemas multiobjetivo de éste tipo se ha programado el algoritmo de optimización multiobjetivo NSGA-II propuesto por DEB et al. (2002). Es un algoritmo de optimización genético que trabaja sobre los conjuntos de soluciones posibles no dominadas, y que aproxima progresivamente el frente óptimo de Pareto. Como algoritmo genético se requiere en cada iteración preservar parte de las soluciones óptimas ya encontradas y crear un conjunto de descendientes que exploren soluciones próximas y que complementen a la población existente. Ver figura 1.14.

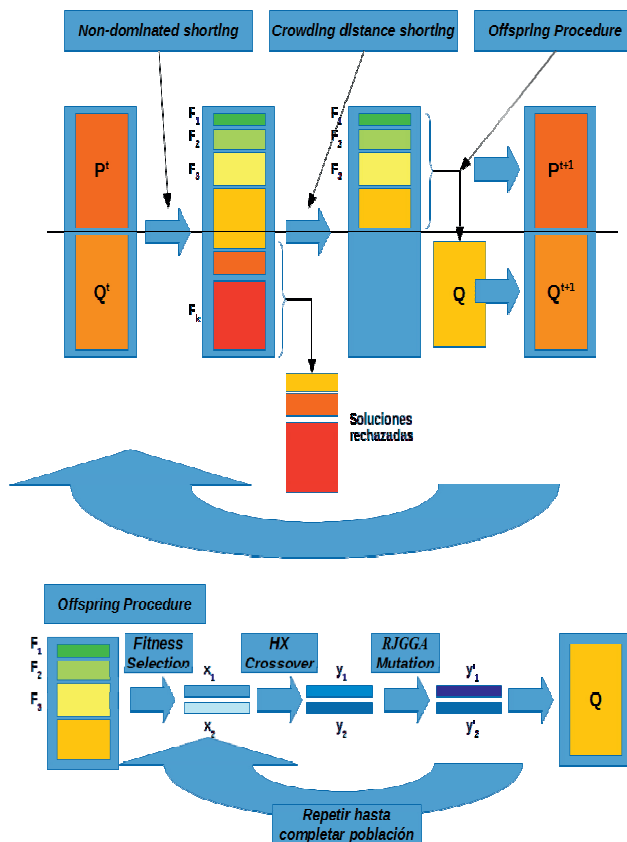


Figura 1.14. Esquema sinóptico del NSGA-II, figura modificada de DEB et al (2002). Se ha detallado el procedimiento de reproducción.

En el NSGA-II se parte de dos poblaciones (conjuntos de soluciones al problema) aleatorias, P y Q de cardinal *popsize*. Ambas poblaciones se agrupan en un sólo conjunto y se determinan los distintos frentes de Pareto en función de la dominancia relativa entre los

individuos (soluciones potenciales). La nueva población P estará formada por los primeros $popsiz$ elementos de los frentes de Pareto, priorizando a aquellos que pertenezcan al frente óptimo y que presenten un mejor rango (quién domina a más soluciones y es dominada por menos). Definida la nueva población P , Q será una población descendiente de P , también de tamaño $popsiz$, obtenida por reproducción de los individuos de P , dónde tendrán prioridad para reproducirse los mejores individuos.

```
% ***** Optimización NSGA-II *****
popsiz =50; % Tamaño de las poblaciones
maxgen=5000; % Número de generaciones
semente=808008082;
rand("seed",semente); % Inicializar el generador de aleatorios

% Definir variables del GESA
global pais=zeros(popsiz,param); % Población P (padres)
global fillos=zeros(popsiz,param); % Población Q (descendientes)
global val_pais=zeros(popsiz,lx); % Error de los modelos soluciones P
global val_fillos=zeros(popsiz,lx); % Error de los modelos soluciones Q
Rt=zeros(2*popsiz,param); % Población R (P U Q)
global val_Rt=zeros(2*popsiz, lx);

% Crear los individuos
for i=1:popsiz,
    pais(i,:)= CreaIndividuo(GN,param);
end
% Evalúa los individuos (error medio cuadrático del modelo)
for i=1:popsiz,
    fillos(i,:)= CreaIndividuo(GN,param);
    val_pais(i,:)=DistanceNaN(pais(i,:), InputLayer, Layer1, Layer2, OutputLayer);
    val_fillos(i,:)=DistanceNaN(fillos(i,:), InputLayer, Layer1, Layer2,
OutputLayer);
end

TheOne=NaN*zeros(maxgen,1);
% Matrices auxiliares para el algoritmo Fast-Non-Dominated-Sort de DEB et al.
global index_Sp % lista de índices de elementos de S{p(i)}
global cSp % cardinal del conjunto S{p(i)}
global np % contador de dominación de p(i)
global prank % rango de p(i)
global index_Fi % lista de índices de elementos del frente Fi(i)
global cFi % cardinal del frente de Pareto Fi(i)
global Fdist % Crowding distance para cada individuo
pop2=2*popsiz;

% Algoritmo de optimización
for gen=1:maxgen
    % Limpiar tablas de generación
    index_Sp=zeros(pop2); % lista de índices de elementos de S{p(i)}
    cSp=zeros(pop2,1); % cardinal del conjunto S{p(i)}
    np=zeros(pop2,1); % contador de dominación de p(i)
    prank=zeros(pop2,1); % rango de p(i)
```

```

index_Fi=zeros(pop2);%          lista de indices de elementos de Fi(i)
cFi=zeros(pop2,1);      %      cardinal del conjunto Fi(i)
Fdist=zeros(pop2,1);% Crowding distance para cada individuo

Rt=Union(pais,fillos);      %      R = P U Q
val_Rt=Union(val_pais,val_fillos);
fnds(val_Rt(:,nZX),pop2);    %      Fast-Non-Dominated-Sort
index_Pt=zeros(popsiz,1);

% Determinar la relación de índices de los elementos de R que serán los nuevos
elementos de P
cPt=0;
j=1;
contar=popsiz-cFi(j);
while (contar>0 && j<pop2)% Copiar todo/parte del frente actual a P
    cF=cFi(j);
    if cF>0
        F=index_Fi(j,1:cF);%      Ordenar por Crowding Distance
        F=CrowdingDistance(F, cF, OutputLayer);
        if cPt==0
            index_Pt(1:cF,1)=F;
            cPt=cF;
        else
            for o=1:cF
                index_Pt(cPt+o,1)=F(o);
            end
            cPt+=cF;
        end
    end
    j+=1;
    contar-=cFi(j);
endwhile

% Completar la población P con elementos del último frente
clF=popsiz-cPt;
cF=cFi(j);
F=index_Fi(j,1:cF);
lF=LastFrontSelection(F,cF,clF);

if cPt==0
    index_Pt(1:clF,1)=lF;
    cPt=clF;
else
    for o=1:clF
        index_Pt(cPt+o,1)=lF(o);
    end
    cPt+=clF;
end

% Actualizamos la poblacion P en base a los indices seleccionados en R
pais = Rt(index_Pt,:);
val_pais=val_Rt(index_Pt,:);

```

```

    % Medir la adecuación o calidad de los nuevos individuos
    fitness=medida=zeros(popsize,1);
    for o=1:popsize
        medida(o)=dist(val_pais(o,nZX),zeros(1,length(nZX)));
        fitness(o)=1/medida(o);%Inversa de la distancia al error 0.
    end
% Visualizamos el mejor de los resultados del frente óptimo de Pareto
[q iq]=max(fitness);
TheOne(gen)=q;

figure(2+LEVEL), plot(TheOne), ylabel('Z-Error'), xlabel('Generation');
val_param=pais(iq,:);
SubSplot(val_param, InputLayer, Layer1, Layer2, OutputLayer,LEVEL);
F1=Rt(index_Fi(1,1:cFi(1)),:);

%Grabar frente óptimo de Pareto (F1) actual
save KSolution InputLayer Layer1 Layer2 OutputLayer GN GANMA nZX dZX nZU dZU F1

    % Generar la nueva población Q con descendientes de P
    OffSpring4(fitness,popsize,0.8,0.02,param,GN);
    % Evaluar los modelos de las soluciones potenciales de Q
    for o=1:popsize
        val_fillos(o,:)=DistanceNaN(fillos(o,:), InputLayer, Layer1, Layer2,
OutputLayer);
    end
end % Siguiendo generación

```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II

Este algoritmo depende de varios procedimientos clave: Determinar la dominancia de Pareto, clasificación de los elementos por dominancia (*Fast-Non-Dominated-Sort*), comparador dominancia-rango (*crowding-comparator*), y selección del último frente de Pareto:

```

function salida = Dominancia(U,V);
% U domina a V retornar 1
% V domina a U retornar -1
% En otro caso retornar 0

% U<V (U domina a V), entonces ui<=vi para todo i, y existe un i / ui<vi
% Todos los ui son menores o iguales que vi
a1=(sum(U>V)==0);
% Existe un i / ui<vi
a2=(sum(U<V)>0);

% V<U (V domina a U), entonces vi<=ui para todo i, y existe un i / vi<ui
% Todos los vi son menores o iguales que ui
a3=(sum(V>U)==0);
% Existe un i / vi<ui
a4=(sum(V<U)>0);

```

```
% Generar el flag
if a1 && a2
    salida = 1;
elseif a3 && a4
    salida = -1;
else
    salida = 0;
end
```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II - Dominancia de Pareto

```
function fnds(vP, popsize);
% vP Conjunto de las puntuaciones de P
global index_Sp % lista de indices de elementos de Sp(i)
global cSp % cardinal del conjunto Sp(i)
global np % contador de dominación de p(i)
global prank % rango de p(i)
global index_Fi % lista de indices de elementos de Fi
global cFi % cardinal del conjunto Fi

for i=1:popsize
    vp=vP(i,:); %Seleccionamos un elemento p(i) de P
    for j=1:popsize
        vq=vP(j,:); %Seleccionamos otro elemento q=p(j) de P
        flag=Dominancia(vp,vq);
        % Si p domina a q
        if flag==1
            cSp(i)+1; % Añadir q al conjunto de soluciones dominadas por p(i)
            index_Sp(i,cSp(i))=j;
        elseif flag==-1 % Si p(j) domina a p(i)
            np(i)+1; % Incrementa el contador de dominación de p(i)
        end
    end %for j
    if np(i)==0 % p(i) pertenece al primer frente de Pareto Fi(1)
        prank(i)=1;
        cFi(1)+1;
        index_Fi(1,cFi(1))=i;
    end
end % p
ii=1; %Inicializar contador de frentes
while (cFi(ii)>0)
    index_Q=zeros(popsize,1);
    cQ=0;
    for j=1:cFi(ii)
        p=index_Fi(ii,j); % Para cada p de Fi
        for k=1:cSp(p)
            q=index_Sp(p,k); % Para cada q de las soluciones dominadas por p
            np(q)=np(q)-1;
            if np(q)==0 % q pertenece al siguiente frente
                prank(q)=ii+1;
            end
        end
    end
    cQ=cQ+cSp(p);
    index_Q(index_Q==0)=p;
    ii=ii+1;
end
```

```

        cQ+=1;
        index_Q(cQ)=q;
    end
end
end
ii+=1;
cFi(ii)=cQ;
index_Fi(ii,:)=index_Q;
end

```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II - Fast-Non-Dominated-Sort

```

function [iS]=CrowdingDistance(index_F,N,M);
global val_Rt
global Fdist
quienes=index_F;
Fd=zeros(N,1);
for m=1:M
    vF=val_Rt(quienes,:);
    [vFs iS]=Sort(vF,index_F,m); % iS es la lista index_F ordenada descendente
te
    fmax=max(vF(:,m));
    fmin=min(vF(:,m));
    Fd(1)=Fd(N)=1/eps;
    for i=2:N-1
        Fd(i)=Fd(i)+(vFs(i+1,m)-vFs(i-1,m))/(fmax-fmin);
    end
end
Fdist(iS)=Fd;

```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II - CrowdingDistance

```

function PDIFF = CCo(index_F,a,b);
global prank
global Fdist
ra=prank(index_F(a));
rb=prank(index_F(b));
da=Fdist(index_F(a));
db=Fdist(index_F(b));
if (ra<rb) || (ra==rb && da>db)
    PDIFF = 1;
else
    PDIFF=0;
end

```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II - Crowding-Comparator

```
function [R]=LastFrontSelection(index_F,cF,clF);
R1=index_F;
for i=2:cF
    j=i;
    while (j>1 && CCo(R1,j-1,j))
        aux=R1(j); % Permutar valores
        R1(j)=R1(j-1);
        R1(j-1)=aux;
        j=j-1;
    end
end
R=R1(1:clF);
```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II - LastFrontSelection

Para la creación de las poblaciones descendientes (*Offspring procedure*) se han ensayado algoritmos genéticos con codificación binaria y con codificación real. La selección de individuos se ha realizado mediante el algoritmo de la Ruleta de Montecarlo (GOLDBERG, 1989) de un SGA simple, tomando como adecuación del individuo (su *fitness*) la distancia euclídea al error mínimo. Por velocidad de cómputo finalmente se ha optado por el uso de operadores genéticos polinomiales: En un primer momento se ensayó el cruce SBX (*Simulated Binary Crossover*) y la mutación polinomial propuesta en (GOLCHHA et al. 2015). Finalmente se ha implementado un operador de cruce heurístico (HX), aplicado para resolver problemas de optimización no lineal con restricciones por MICHALEWICZ (1995 en PELTOKANGAS et al. 2008). La formulación del operador HX está implementada siguiendo DEEP & THAKUR (2007a, en PELTOKANGAS et al. 2008):

$$y_i = a \cdot (x_{i2} - x_{i1}) + x_{i2} \quad 1.39$$

dónde a es un número aleatoria uniformemente distribuido en el intervalo $[0,1]$, $x_1 = (x_{11}, \dots, x_{n1})$ y $x_2 = (x_{12}, \dots, x_{n2})$ son dos posibles soluciones, x_2 ha de tener un valor de adecuación (*fitness*) no peor que el pariente x_1 . En el caso de que la componente y_i del descendiente quede fuera del dominio de definición se generará (usando la función de distribución de Laplace) un nuevo número aleatorio b y el nuevo descendiente vendrá formulado por:

$$y_{i2} = b \cdot |x_{i1} - x_{i2}| + x_{i2} \quad 1.40$$

Como operador de mutación se ha implementado RJGGA (*Real-coded jumping gene genetic algorithm*) según RIPON et al. (2007, en PELTOKANGAS et al. 2008).

El código del procedimiento de creación de la población descendiente:

```
function OffSpring4(fitness,popsize,Nc,Nm, param, GN);
% Nc, indice de distribución CrossOver, número real no negativo
% Nm, distribution index Mutation, non negative real number
global pais
global fillos
lchrom=param;

for i=1:popsize
    x1=select(fitness,popsize);
    x2=select(fitness,popsize);
    if fitness(x1) > fitness(x2)
        winner=x1;
```

```

        loser=x2;
    else
        winner=x2;
        loser=x1;
    end
    a=unifrnd(0,1,1,lchrom);
    ai=rand(1,lchrom);
    child=pais(winner,:);
    diferencia=pais(winner,:)-pais(loser,:);
    coef = 1/(Nm+1);
    for j=1:lchrom
        if flip(Nc)
            child(j)+=a(j).*diferencia(j);
            if j<GN+1
                while (child(j)>2 || child(j)<0)
                    b=laplace_rnd(1);
                    child(j)= pais(winner,j)+b*abs(diferencia(j));
                endwhile
            else
                while (child(j)>1 || child(j)<-1)
                    b=laplace_rnd(1);
                    child(j)= pais(winner,j)+b*abs(diferencia(j));
                endwhile
            end % if
        end % if
        if flip(Nm)
            if ai(j) < 0.5
                d=-1+(2*ai(j))^coef;
            else
                d=1-(2*(1-ai(j)))^coef;
            end %if
            temp=child(j)*2*d;
            if j<GN+1 && (temp > 2 || temp <0)
                temp=child(j);
            end
            if j>GN && (temp > 1 || temp <-1)
                temp=child(j);
            end %if
        end %if
    end % j
    fillos(i,:)=child;
end % popsize

```

Algoritmo Optimización Multiobjetivo NSGA-II - OffSpring4

1.8.8. Fotografía y fotografía 3D

Es complicado trasladar al lector, con una simple descripción, la compleja estructura de una cueva de bloques. La elaboración de un buen catálogo fotográfico tanto de las cuevas estudiadas, como de sus microformas, resulta fundamental para facilitar su presentación, explicación y promoción.

Se ha limitado el uso del flash a fotografías de detalles debido a varios problemas:

1. El ambiente presente en éste tipo de cavidades, principalmente en las que existe un curso activo, está cargado de partículas y microgotas que reflejan la luz impidiendo las tomas directas. (Ver figura 1.15).
2. La elevada humedad relativa, que inclusive da lugar a nieblas relativamente densas, limitan la fotografía en general, y especialmente con flash.
3. El flash disparado de forma frontal causa un efecto de fotografía plana, monótona y sin sombras, perdiéndose la profundidad o tridimensionalidad de la cueva.

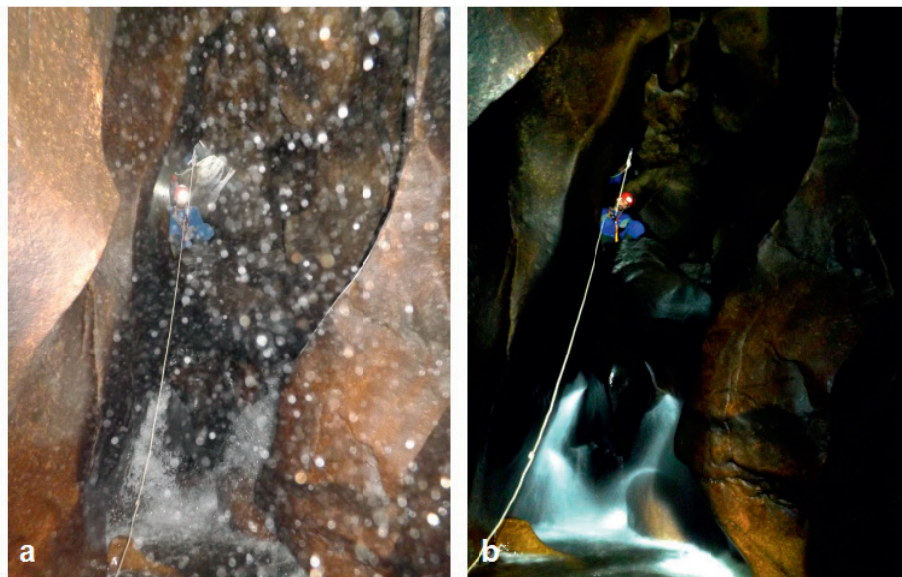


Figura 1.15: Comparación de dos fotografías realizadas en la misma cavidad: (a) fotografía con flash; (b) fotografía realizada con larga exposición y luz estática generada con el Scurion 900 en modo ambiente. La fotografía se ha post-procesado con GIMP ajustando los niveles globales de color.

Por ello se ha limitado el uso de flash, o se ha usado de forma combinada con otras técnicas. En general las fotografías de volúmenes se han realizado “*pintando con luz*”, a obturador abierto, larga exposición, y con una o varias fuentes de luz fijas o en movimiento. Esto impone el uso del trípode, inclusive durante la progresión en suspensión.

El tono general de la fotografía está condicionado por la temperatura de color del foco de luz empleado. En la mayoría de las fotografías se han combinado dos frontales Scurion 900 dotados con un led de luz de ambiente de 550 lm y otro de larga distancia (*spot*) de 360 lm con diodos LED Cree XP-G y MC-E, con una temperatura de color de 6.000°K (blanco puro).

En función de los tonos obtenidos, se ha modificado el tono general y el balance de blancos de la fotografía. El tratamiento de las fotografías (ver figura 1.15) se ha realizado con el software *GIMP-2.6.11 – Programa de manipulación de imágenes GNU*.

Con el objeto de enriquecer el contenido de las fotografías se ha trabajado en la elaboración de fotografías 3D. Como tecnología, por coste y accesibilidad se ha optado por el uso de imágenes anaglifas para proporcionar un efecto estereoscópico tridimensional. La visualización de anaglifos requiere el uso de gafas cuyas lentes son de diferentes colores,

generalmente colores cromáticamente opuestos. Los anaglifes que se han construido usan el par rojo-cian.

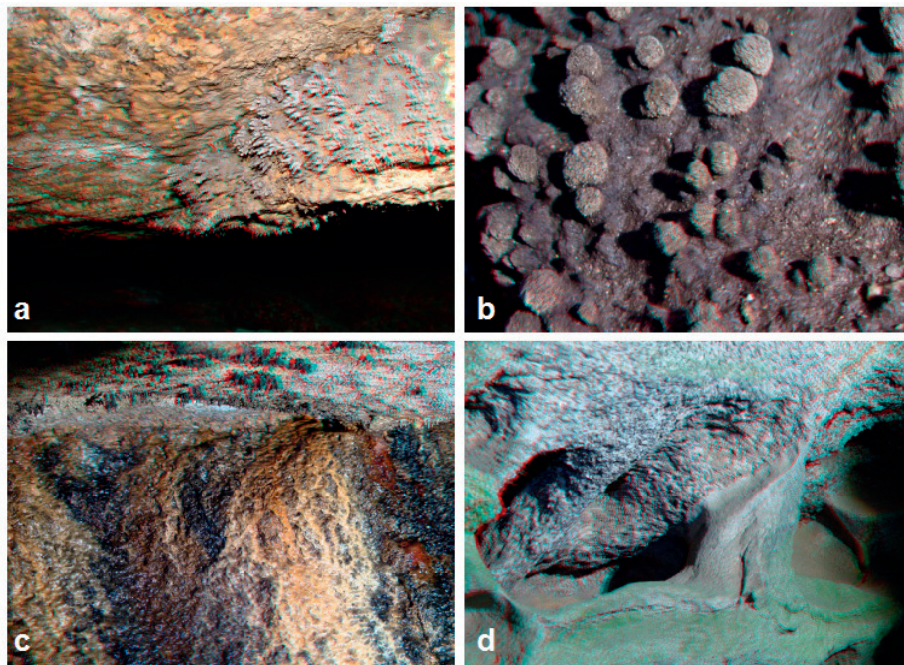


Figura 1.16: Ejemplos de anaglifes rojo-cian de algas microformas: (a) Manto de espeleotemas de ópalo-A en *A Furna* (Portugal); (b) estromatolitos terrestres de ópalo-A en *A Trapa* (Tui); (c) espeleotemas cilíndricos de ópalo-A en techo y colada de pigotita en pared, en *A Porteliña* (Vigo); (d) detalle de alveolo en la cachola de *Outeiro da Campana* (Vigo).

Un anaglifo está construido a partir de un par de imágenes ligeramente desplazadas horizontalmente la una con respecto a la otra, y filtradas cada una con uno de los colores opuestos que se han seleccionado para el anaglifo. Ambas imágenes se solapan y se fusionan preservando el desplazamiento relativo. Con las gafas adecuadas, cada uno de nuestros ojos visuliza, cruzadas, una de las imágenes. El cerebro las fusiona e interpreta en una única imagen creando el efecto tridimensional.

La construcción de un anaglifo se hace en varias etapas:

1. Obtención del par estereográfico. Las dos imágenes ligeramente desplazadas una con respecto a la otra, se han tomado con una única cámara digital, desplazándola sobre una regla de nivel. El desplazamiento depende de la distancia al objeto principal y varía entre unos pocos milímetros, hasta unos pocos centímetros. Para la creación de anaglifes de nanoformas se han aprovechado los pares estereográficos proporcionados directamente por los microscopos MEB.
2. Composición del anaglifo: Se ha usado fundamentalmente el programa *I3D Photo – NemoInfo Quick Anaglyph Maker*. Cuando existen problemas de ajuste entre las imágenes del par estereográfico (ligeras rotaciones, ajustes de luz,...) se ha utilizado también el GIMP para la corrección y creación manual de las capas filtradas que consituyen el anaglifo.

Capítulo 2

Representación morfológica de las cuevas en granitos

En este capítulo nos referiremos a la metodología utilizada para la realización de la topografía y la cartografía morfológica de cavidades y sistemas de cavidades en granitos estudiados en la Tesis. La cartografía morfológica se superpone a la topografía espeleológica de base y por ello se usa el término morfología en lugar de geomorfología. Esta particular metodología de trabajo integra elementos propios de la cartografía usual en los trabajos espeleológicos con otros propios de los trabajos geomorfológicos. En principio la litología, salvo detalles menores, es sustancialmente la misma para todas las cuevas estudiadas por lo que se representan como una capa de color uniforme. Por ello, los recintos de color que aparecen en nuestra representación morfológica, no se refieren como es usual en los trabajos geológicos y geomorfológicos a la litología sino que representa el grado de movimiento de los bloques en los casos estudiados.

Orientar la topografía subterránea hacia una representación morfológica, modifica y condiciona la forma usual que tiene de topografiar un espeleólogo. En algunos aspectos obliga a renunciar a la simplicidad de la cartografía de una cueva a cambio de poder incluir información geomorfológica y topográfica más específica: hidrográfica, “litológica”, genética, cronológica e información relativa a procesos activos en el presente, así como información relativa a la actividad fósil del sistema (paleoflujos, eventos paleosísmicos y paleoclimáticos).

2.1. Objetivos de la representación morfológica

Se trata de desarrollar una cartografía que represente el relieve y forma (morfología) de las cavidades en granitos y de las estructuras superficiales asociadas. Por tanto pretende ser una representación de las formas y microformas presentes en el espacio que define la cavidad (paredes, suelos y techos) y que forman el paisaje subterráneo. Se consideran así distintos grupos de elementos y formas potenciales:

- Elementos y formas estructurales.
- Gravitacional.
- Fluvial y formas erosivas asociadas.
- Glaciar y periglacial. No aplicable en nuestro caso al situarse las cuevas fuera de estos dominios climáticos.
- Eólico.
- Formas deposicionales y bioespeleotemas.
- Meteorización.
- Formas poligénicas: Se refiere a aquellas microformas que se han originado por la acción o concurrencia de más de un proceso.
- Elementos de origen antrópico y biológico.

Todas estas formas se expresarán gráficamente mediante la combinación de dos tipos de elementos que se han denominado (MARTÍN-SERRANO, et al. 2004; pp:24;

RODRÍGUEZ GARCÍA, et al. 2006) formas propiamente dichas; y depósitos o formaciones recientes (en general espeleotemas al estar incluidos en el medio subterráneo).

Los primeros se representan mediante una simbología agrupada en conjuntos de génesis común identificada con un color característico del grupo morfo-genético. Los segundos constituyen recintos de color para las superficies proyectadas y un perfilado coloreado para los límites de los pasajes (paredes, suelos y techos según la perspectiva visual elegida).

La cartografía morfológica de estas cavidades constituye una herramienta fundamental en la representación y estudio de estas cavidades, de su génesis, evolución y estructura.

2.2. Contenido

La cartografía geomorfológica elaborada para cada cavidad estudiada consta de un mapa principal de vista en planta; un mapa derivado de la vista en planta desglosado, correlacionando niveles superpuestos; y de varios mapas y esquemas complementarios:

- **Mapa principal de vista en planta:** Su objetivo es mostrar la proyección horizontal del conjunto de manera que se pueda visualizar el desarrollo total de la cavidad en planta, la red ortogonal de fracturas que la definen, así como los movimientos y rotaciones de las mismas, y la relación entre formas subterráneas y formas superficiales próximas.
- **Mapa derivado de planta desglosada por niveles superpuestos:** En una planta agrupada, a nivel topográfico es fácil, aunque puede ser muy confuso, representar niveles ocultos subyacentes o suprayacentes. Como a nivel geomorfológico es imposible reflejar las formaciones superficiales de cada nivel se opta entonces por crear una vista en planta desglosada, como mapa derivado de la planta principal, que permita una visión directa de cada uno de los niveles y subniveles que constituyen la cavidad. Los niveles se correlacionan mediante referencias auxiliares.
- **Mapas y esquemas auxiliares:**
 - **Sección longitudinal o alzado principal.** Esta sección se construye combinando los perfiles proyectados o desarrollados (VAQUEIRO et al., 2007b) a lo largo de una poligonal trazada según la máxima extensión de la cavidad.
Se hará uso de perfiles desarrollados:
 - Cuando el plano gráfico está situado en aproximadamente $\pm 5^\circ$ con respecto al plano geológico (estructural) que define localmente la cavidad.
 - Para incluir cortes transversales en el alzado principal, esto es, tramos de perfil no correlacionables directamente con el alzado principal, y situados en planos ortogonales al plano gráfico.
 En general se hará uso de perfiles proyectados cuando se busque correlacionar pasajes adyacentes, sean convergentes o no, con trazas (desarrollos) diferentes, pero asociados a los mismos planos y discontinuidades estructurales.
 - **Cortes transversales complejos** según definición de (VAQUEIRO, et al. 2006, 2007b): para la obtención de perfiles globales (a nivel estructural) superponiendo y combinando en un mismo plano de corte, las secciones parciales obtenidas para los pasajes de cada nivel de cavidad.

- **Maqueta tridimensional:** Tiene por objeto facilitar la visualización espacial dinámica de las relaciones entre los elementos estructurales, niveles, subniveles y pasajes (pasos).

2.2.1. Base cartográfica

La base cartográfica está constituida por la topografía espeleológica de la cavidad. Para su obtención se ha seguido la metodología oficial de la *Escuela Española de Espeleología* (MARTÍNEZ I RIUS, 1992; PUCH, 1997), discretizando el espacio subterráneo a lo largo de la traza estructural de los pasajes de la cueva mediante distintas poligonales abiertas, poligonales cerradas, y radiales. Los datos obtenidos para los distintos pasajes se han correlacionado con los de pasajes adyacentes con el objeto de construir secciones globales y complejas de conductos o galerías definidas por límites rocosos continuos (VAQUEIRO, et al., 2007b).

El método de *Itinerario o poligonal* consiste en una sucesión encadenada de puntos (estaciones topográficas) unido por vectores que comúnmente se denominan ejes (o visual). El método de poligonal consiste en medir la longitud (módulo del vector) y los ángulos (vertical o inclinación y horizontal o rumbo) de esas visuales con respecto a unos planos y ejes de referencia.

Se denomina poligonal cerrada (o itinerario cerrado) a aquel en el que el punto inicial y final del recorrido coinciden. Se denomina poligonal abierta aquella en la que los puntos inicial y final son diferentes.

Se denomina radial a una serie de medidas topográficas realizadas desde una misma estación, en sentido de las agujas del reloj o contrario, a distintos rumbos, con el objeto de perfilar los límites de un pasaje (paso) o sala.

Los grandes sistemas de cavidades en granitos han sido definidos a partir de las estructuras de exfoliación (*sheet structure*) por la disyunción de bloques y la apertura de la red de diaclasas. Por esta razón las estaciones topográficas deben emplazarse adecuadamente al objeto de poder determinar la situación y configuración de la red de fracturas que afectan a la continuidad y uniformidad de los pasajes y que determinan su geometría local (variación brusca de altura y anchos) a o largo del plano de la discontinuidad. Así las estaciones topográficas se han situado de acuerdo con el espaciamiento entre discontinuidades y según la geometría de la cavidad.

Las cavidades se han topografiado a nivel de suelo, definiendo la base de la galería y sus escalonamientos (discontinuidades verticales). Las mediciones se han realizado entre elementos fijos, no dependientes del topógrafo, con el objeto de minimizar errores sistemáticos por falta de centrado (desplazamiento del centro de la estación al desplazarse de nodo a nodo del itinerario) o por errores de partida en el nivel de referencia entre estaciones.

Los datos topográficos obtenidos son conjuntos de uplas que integran un vector de traza o enlace entre dos estaciones topográficas e información complementaria relativa a la morfología y dimensiones del pasaje. Los datos utilizados son:

- Número de la estación de partida.
- Número de la estación de llegada.
- Distancia entre estaciones (módulo del vector de enlace).
- Rumbo o ángulo horizontal entre el vector de enlace entre las estaciones y el norte magnético. Valor medido de la estación de partida.

- **Inclinación o pendiente:** Angulo formado por el vector de enlace entre las estaciones referido al plano horizontal.
- **Altura, distancia hasta el techo en la estación de partida.**
- **Ancho izquierda, ancho derecha:** Distancia hasta las paredes o límites asimilados del pasaje, medidos en la estación de partida.
- **Profundidad, distancia hasta el suelo en la estación de partida.**

Ya se ha indicado que se han fijado estaciones topográficas en los cambios bruscos de sección con el objeto de representar el cambio estructural y morfológico en esos puntos. En esos casos se han medido las dimensiones de la sección (anchos, profundidad, altura) tanto para la entrada en la estación como para la salida de la sección, incluyendo dicha información en la upla en la forma "Altura_Llegada/Altura_Salida".

2.2.2. Formulación topográfica y metodología

El método topográfico impartido por la *Escuela Española de Espeleología* se incluye en (MARTÍNEZ I RIUS, 1992:59-106).

2.2.2.1. Dimensiones de las cavidades

Las dimensiones de una cavidad y otros datos estadísticos de base topográfica forman parte de la información asociada a la cartografía de base.

Se consideran las siguientes magnitudes o dimensiones principales:

- **Desnivel o profundidad:** Distancia en la vertical desde el punto más alto al más bajo de la cavidad.
- **Recorrido o desarrollo:** De acuerdo con el principio de continuidad (III Congreso Internacional de Espeleología, Viena 1961: referenciado como criterio de la Federación Española de Espeleología por MARTÍNEZ I RIUS, 1998: 97) el desarrollo de una cavidad es la suma de la longitud de todos los segmentos (módulo del vector) de la poligonal topografiada, incluyendo pozos, resaltes, itinerarios en los caos de bloques, itinerarios y recorridos auxiliares, etc... Esto es, la suma de las distancias geométricas de la poligonal de la cavidad.
- **Extensión de la cavidad:** Dimensiones máximas de la planta proyectada, referidas al punto cero de la cavidad. En proyección cartográfica representa el área máxima en la que se desarrolla la cavidad.

Estos valores se han determinado bien gráficamente, sobre la cartografía de base elaborada, o mediante el módulo estadístico del software *Compass* (ver apartado 2.2.4) con el que se elaboran las maquetas tridimensionales. Los datos topográficos relativos a radiales y utilizados para el perfilado de salas, no se han considerado en el cálculo dimensional de la cavidad.

2.2.2.2. Evaluación del error y su compensación

En toda representación topográfica es fundamental conocer el grado de precisión con el que se trabaja. La topografía espeleológica es la base de la cartografía geomorfológica de las cavidades estudiadas y fundamenta los modelos o maquetas de dichas cuevas.

La precisión es función del instrumental utilizado, de la técnica topográfica y del factor humano, que en espeleología es muy variable al verse influido por las condiciones

ambientales y técnicas (a veces extremas) en las que se desarrolla el trabajo (MARTÍNEZ I RIUS, 1992: 19).

El error de la topografía (de las medidas topográficas) solamente puede evaluarse por comparación o en base a una referencia que permita determinar las posibles desviaciones. Típicamente dicha evaluación se realiza sobre poligonales cerradas donde la estación de partida y llegada son la misma, y por tanto, su representación debería formar una traza cerrada. (ALCALÁ ORTIZ, 2011).

La precisión puede calcularse en base a una aproximación, generalmente basada en la relación existente entre la longitud desarrollada, el desnivel absoluto y el ángulo medio de la cavidad. Véase (MARTÍNEZ I RIUS, 1992; PUCH, 1997; ALCALÁ-ORTIZ, 2011).

La compensación de error se ha realizado manualmente en unos casos, y computacionalmente en otros aprovechando las poligonales de traza proyectadas (y compensadas) que genera el programa *Compass* (ver apartado 2.2.4).

2.2.2.3. Elaboración de la cartografía de base

La cartografía de base se ha realizado manualmente a escala 1:100 utilizando una equidistancia entre curvas de nivel de 0,5 m. Las curvas de nivel se han determinado por interpolación a partir de los nodos topográficos definidos por la red de poligonales.

Los contornos y límites se han trazado con grosores de 0,8 mm; la simbología y auxiliares se han trazado a 0,4 mm; las curvas de nivel y auxiliares se han trazado a 0,2 mm (MARTÍNEZ I RIUS, 1998:98).

Se ha utilizado como referencia la simbología normalizada internacionalmente UIS-1999. Se han incluido algunos símbolos complementarios contemplados por la Escuela Española de Espeleología y que no aparecen en la simbología UIS.

La cartografía de base se ha digitalizado en modo binario con resolución de 300 ppp.

2.2.3. Mapas morfológicos principales y auxiliares

Los mapas principales se han elaborado sobre la cartografía digital de base en dos fases:

- Establecimiento de los recintos de color (formas y depósitos actuales). A los fondos indeterminados se les ha asignado el canal alfa (transparencia).
- Post-procesado añadiendo los símbolos correspondientes a las formas y las capas de etiquetas y textos complementarios.

La cartografía geomorfológica final se ha exportado en formato PNG al 100% de tamaño, 100% de calidad y una resolución de 150 ppp que se ha reducido por limitaciones de hardware en el pos-procesado digital.

La figura 2.1 presenta un ejemplo de mapa morfológico principal de la cavidad de *O Forno* en sus dos fases de procesamiento. La cueva del ejemplo se localiza en el *Castelo da Furna*, también conocido como *Castelo de Fraião o Monte das Furnas*, en la parroquia de Boivão, en Valença (Portugal).

Una cartografía derivada es importante para poder estudiar cada nivel (información relativa a las formaciones sedimentarias recientes y a las formas específicas presentes) por separado, así como para poder visualizar la correlación existente entre las formas presentes en los distintos niveles superpuestos. Su elaboración sigue la misma secuencia que la de los mapas principales.

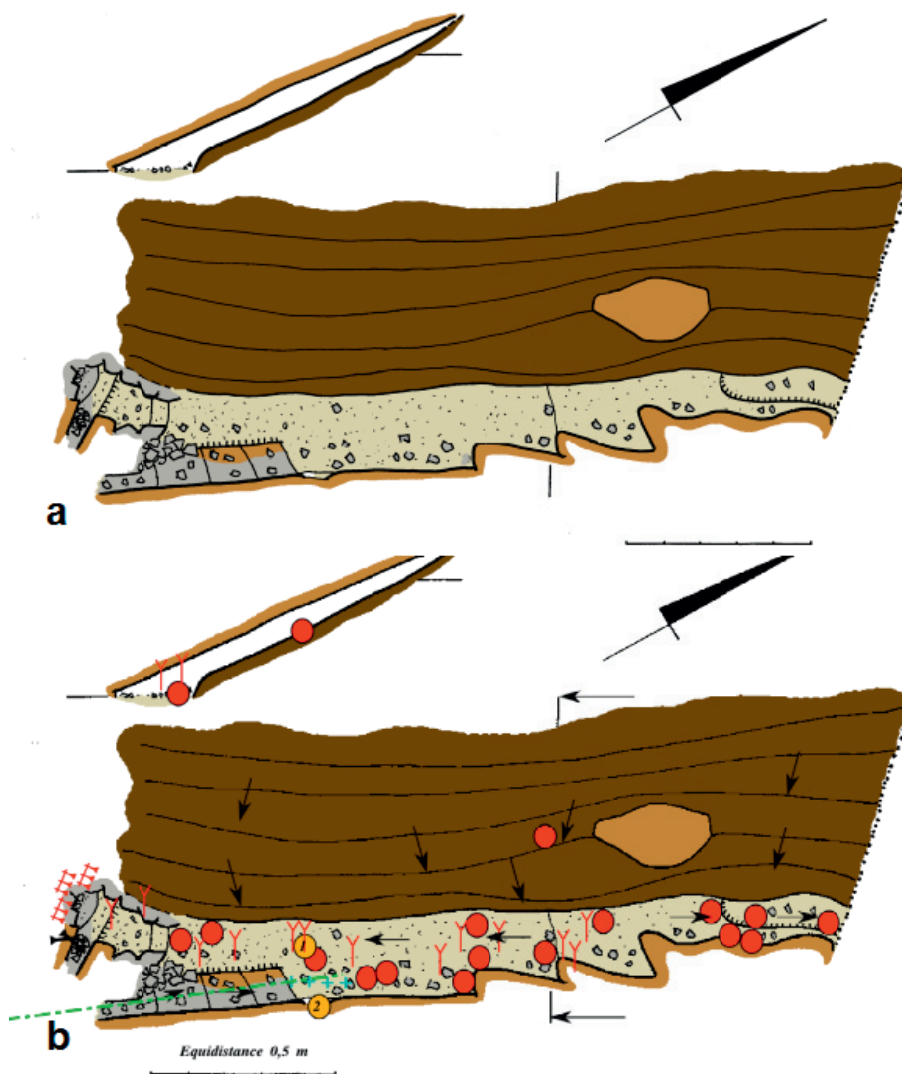


Figura 2.1: Fases de procesamiento digital de la topografía subterránea de base con el objeto de transformarla en una cartografía morfológica. Fase (a) o de establecimiento de los recintos de color (formas y depósitos actuales) sobre la planta y sección en la cavidad de *O Forno*. Fase (b) de pos-procesado: Sobre los recintos de color se han aplicado los grupos de símbolos que representan las formas propiamente dichas.

2.2.4. Maqueta tridimensional

La maqueta tridimensional se ha elaborado a partir de los datos topográficos de la cavidad mediante el software *Compass de Fountain Computer Product* (www.fountainware.com). Se ha seleccionado este software teniendo en cuenta los buenos resultados obtenidos entre otros en el proyecto topográfico de grandes cavidades, como es el caso de la *Cueva de Lechuguilla* (Nuevo México) (WIDMER, 1998).

2.2.4.1. Integración en GIS

El software utilizado permite asignar coordenadas absolutas a las estaciones topográficas de la cavidad. Una vez establecida esa relación pueden generarse modelos exportables referidos a dichas coordenadas, y en particular modelos KML (*Key-hole Markup Language* de Google) para su integración en sistemas de información geográfica (GIS). Como ejemplo véase la figura 2.2.

El lenguaje KML es un lenguaje XML para expresar y visualizar información geográfica en sistemas basados en internet. Este lenguaje fue desarrollado originalmente por *Keyhole Inc.*, con la denominación *Keyhole Earth Viewer*, y se desarrolló para usarse con *Google Earth*. Esta compañía fue adquirida por *Google* en 2.004. KML se convirtió en un estándar internacional del *Open Geospatial Consortium* en 2.008.

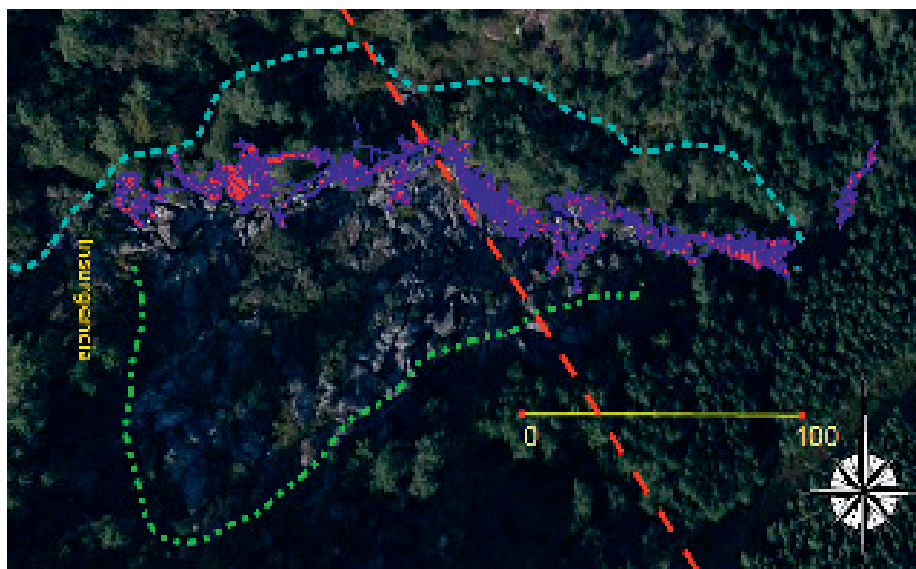


Figura 2.2: Modelo KML del sistema de *A Trapa* superpuesto como capa sobre la orto-imagen del terreno. Como capas se han incluido la traza GPS del curso superficial del río S. Simón que bordea al sistema (color cian), la traza del escarpe rocoso que determina el límite de deslizamiento en la vertiente (verde), así como la traza de la falla inversa que guía el curso central del sistema (rojo).

2.2.4.2. Modelos 3D

Como maquetas o modelos derivados se han producido modelos 3D en perspectiva, versiones estereoscópicas (anaglifos rojo-cian) con o sin texturas superficiales, así como modelos VRML (*Virtual Reality Model Language*). Estas maquetas y modelos permiten estudiar la relación entre pasajes (pasos o conductos) y estructuras superficiales y subterráneas. Cuando se ha considerado oportuno el modelo se ha complementado con la representación de los cursos de agua y las formas superficiales.

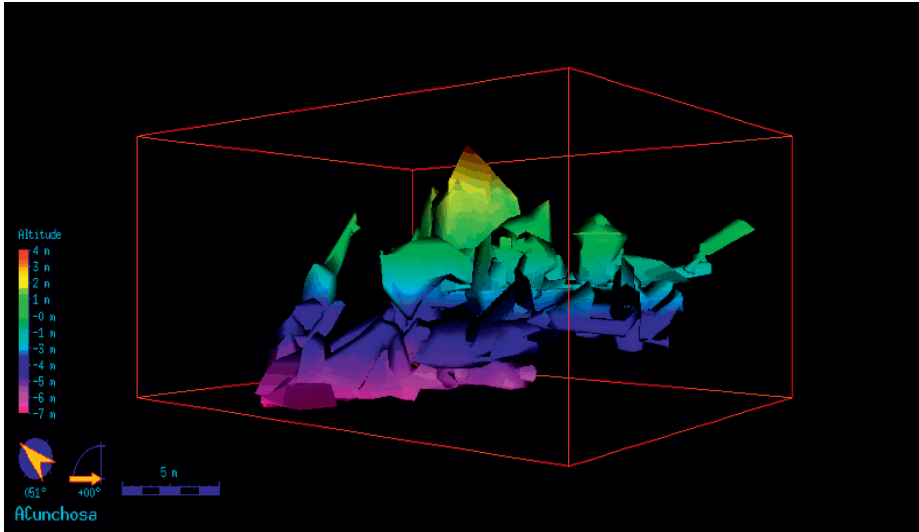


Figura 2.3: Maqueta digital tridimensional del sistema de *A Cunchosa*. Coloración en modo "Color by depth". La envoltura tiene asignada un acabado en "textura de roca". La caja define los límites geométricos del poliedro mínimo que incluye la cavidad.

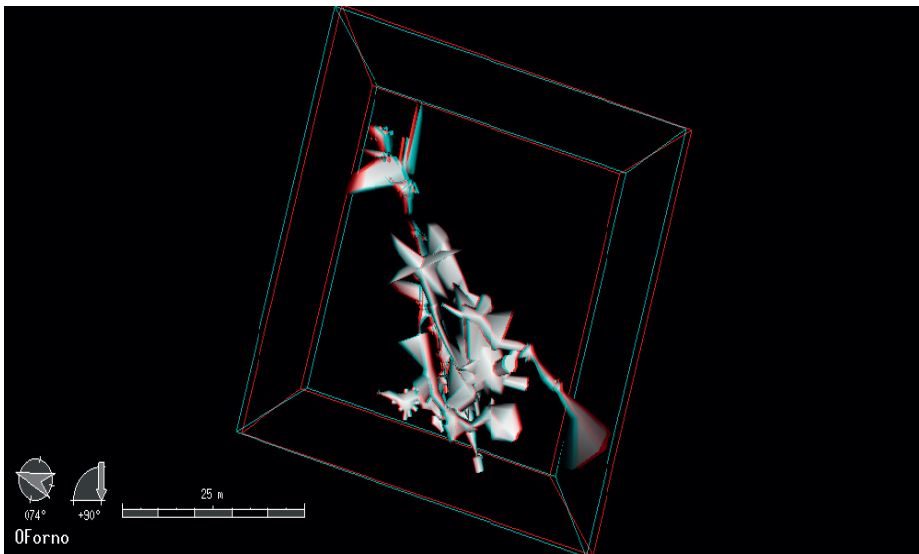


Figura 2.4: Maqueta digital tridimensional del sistema de *A Cunchosa*. Coloración en modo "Color by depth". La envoltura tiene asignada un acabado en "textura de roca". La caja define los límites geométricos del poliedro mínimo que incluye la cavidad.

En muchos casos la cavidad forma parte de la red de drenaje, por lo que la información hidrográfica local ya está incluida en la cartografía de base.

En los mapas principales y en algunas vistas auxiliares se ha incluido además la representación y cartografía de los cursos de aguas superficiales señalando su relación con las cuevas mediante la topografía y geolocalización de los sumideros estacionales, sumideros permanentes y surgencias. También se han incluido y señalado los manantiales subterráneos.

Las medidas y dimensiones del sistema se definen en base a un sistema de coordenadas local y definidas con respecto a un punto que se toma como origen. En los sistemas en granitos estudiados, este punto base se ha elegido de acuerdo al siguiente criterio:

- Si existe, se toma como origen el punto de entrada al sumidero de cota mas alta absoluta.
- En general, y específicamente en simas (cuevas verticales), en la boca principal o en la boca de mayor cota absoluta.

Desde un punto de vista toponímico se han respetado e incluido las designaciones para los elementos superficiales (ríos, zonas, colinas, etc...). La cartografía incluye nombres o designaciones para los espacios y zonas subterráneas a efectos de poder racionalizar una descripción y explicación de la cavidad. En algunos casos se han trasladado al espacio subterráneo microtopónimos locales, y en los restantes casos se les han asignado nombres específicos arbitrariamente elegidos por los espeleólogos del equipo de exploración o topografía.

2.3. Litología

Atendiendo a sus dimensiones máximas, estas cavidades realmente son microformas (VAQUEIRO, et al., 2007b) asociadas a un único tipo de sustrato, principalmente granitos, granitoides y gneises. Por tanto no se ha señalado directamente la información litológica del sustrato (se trataría de una capa de color uniforme). Cuando ha sido necesario se han señalado explícitamente los diques y filones locales.

2.3.1. Génesis de la cavidad: Tectónica, meteorización/erosión y dinámica de vertiente

Siguiendo el esquema propuesto en (MARTÍN-SERRANO et al., 2004: 26-27) la organización de los elementos contenidos en los distintos mapas se establecen a partir de su génesis principal:

- Formas estructurales elementales: Son formas relacionadas directamente con la arquitectura geológica y tectónica del sustrato.
- Formas gravitacionales: relacionadas con inestabilidades y movimientos a favor de la estructura en sus diversos grados de evolución.
- Alteración química y física de las rocas magmáticas.
- Elementos relacionados con los flujos de aguas: Formas de erosión, no limitadas a los cursos permanentes. Se incluyen las formas de erosión presentes en paleo-flujos y paleo-niveles.
- Formas deposicionales: Depósitos sedimentarios (incluyendo depósitos fluviales, lacustres, subglaciares, litorales y eólicas), y biospeleotemas (principalmente espeleotemas de ópalo-A, evansita y pigotita).
- Otros depósitos: Antrópicos, debidas a las diversas actividades trogloditas; Biológicos, debidos a la actividad de la fauna y flora propia de la cavidad.

2.3.2. Cronología del desarrollo de la cavidad: Cronología absoluta y relativa

Uno de los objetivos de la elaboración de mapas auxiliares (VAQUEIRO et al, 2007b) es posibilitar el establecimiento de cronologías o secuencias relativas a partir de las relaciones cartográficas entre niveles, paleoniveles y/o depósitos correlativos.

Se han tenido en cuenta especialmente las formas deposicionales con posibilidad de ser datadas (espeleotemas de pigotita, espeleotemas de ópalo-A, ritmitas, terrazas, etc...).

También se han incluido los restos de origen antrópico o biológico con el objeto de establecer una correlación al menos Holocena con el resto de los elementos considerados en la cartografía. Mediante esta correlación se pueden establecer secuencias (edades relativas) para procesos y niveles erosivos, gravitacionales, etc...

Cuando existen dataciones conocidas, se han incluido las referencias puntuales indicando la edad absoluta del elemento datado (edad en yr o kyr cal.BP). En el caso concreto de materiales arqueológicos o paleontológicos el elemento ha sido referenciado incluyendo la sigla de registro de la muestra.

2.3.4. Dinámica fósil y actual de la cavidad

Cuando ha sido necesario se han establecido indicaciones sobre el estado de desarrollo de la forma señalizando la fecha del evento detectado a efectos de trazar o seguir su evolución en el tiempo. Como ejemplo puede verse el seguimiento realizado en el cambio de localización del sumidero del sistema granítico de *O Folón*.

Topográficamente se establece el estado/magnitud del proceso, así como su localización, y mediante una etiqueta se refleja el *time-stamp* del evento.

En el transcurso del trabajo de campo no se han detectado eventos de actividad sísmica que hayan ocasionado cambios apreciables en la geometría de los sistemas estudiados.

Las inundaciones (y procesos deposicionales asociados) no se han recogido en la cartografía. Los cursos activos se han representado en su estado de inundación media, salvo los superficiales que se han representado considerando la máxima sección de la cueva afectada por los mismos. De acuerdo con la simbología (UIS, 1999) y atendiendo más a razones de seguridad, que propiamente geomorfológicas, se han incluido indicaciones relativas a zonas sifonables durante avenidas.

2.4. Depósitos (espeleotemas) y bioespeleotemas en la cavidad

Se refiere este apartado a aquellos sedimentos y depósitos situados en la interfase roca caja/límite del pasaje (superficie, pared o techo), de espesor reducido normalmente sin relación genética con el sustrato (alóctonos), aunque estrechamente asociados a la evolución de la cavidad y del relieve actual del que son su expresión litológica y correlativa. En las áreas no cubiertas por depósitos se representa una valoración del estado morfoestructural del sustrato.

En los límites laterales del pasaje, la asignación de un grupo morfogenético se establece con respecto al nivel de la estación topográfica pudiendo existir otras formaciones superficiales superpuestas que queden sin representar.

Las formaciones superficiales se caracterizan por:

- El grupo morfogenético al que pertenecen: Para las superficies proyectadas horizontalmente constituyen recintos coloreados identificativos de la formación. Para las paredes se han utilizado los mismos colores perfilando los límites del pasaje.

- Su edad: Cuando se dispone de una datación específica se indica mediante una etiqueta complementaria.
- Su asociación a una o varias formas puntuales: Cuando coinciden depósitos o formaciones recientes (recintos de color) en el mapa principal, con formaciones puntuales superpuestas (generalmente en techos), ambas del mismo grupo morfogenético, y por tanto de igual color, se ha recurrido a vistas, secciones parciales y esquemas auxiliares (figura 2.5).

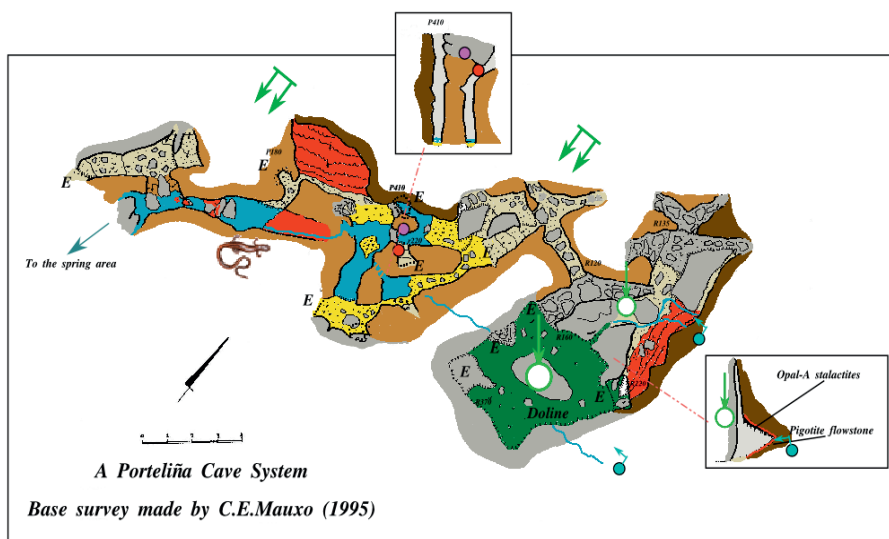


Figura 2.5: Topografía morfológica del Sistema de A Porteliña elaborada sobre la topografía espeleológica de base (VAQUEIRO et al., 1995). En este ejemplo se superponen en techo y piso formas del mismo grupo morfogenético pero mineralógicamente diferentes. En el lado derecho de la figura existe una bóveda en una estructura asimilada a una cueva tipo lapa. El suelo está parcialmente cubierto por una colada de pigotita. El techo está cubierto de microestalactitas cilíndricas de ópalo biogénico. Ambas formaciones tienen asignado el mismo color de grupo, por lo que en la representación la información relativa al techo permanecería oculta. Para solventarlo se ha incluido una sección parcial de detalle, explicativa, y se ha obviado el uso de los símbolos representativos de las formas puntuales.

- El recinto de color puede complementarse con la inclusión de algunos símbolos (figura 2.6) de cara a mostrar el aspecto del área: Tamaño de los bloques, concentración de cantos, aclaración del recinto cuando el depósito no es homogéneo en toda su extensión, etc... .
- Un caso particular es el de los depósitos varvados o ritmitas: Son depósitos cíclicos asociados a masas de agua estáticas, (lagos, estanques, lagunas, o formados por crecidas estacionales, fusión nival, etc. Generalmente están formados por la repetición de pares oscuro/claro de laminas de sedimentos. Cada par se relaciona con una etapa estacional de actividad, por lo que es posible usarlos para establecer una cronología relativa (cuando no es posible una cronología absoluta). En los sistemas de cuevas graníticas este tipo de depósitos rítmicos se debe a procesos biológicos (crecimientos de matas de bacterias en las que se asocia el color claro al bloom bacteriano y el oscuro a la desecación de la mata. Aunque siguen teniendo un significado estacional

no se trata de sedimentos sino de biosedimentos y por ello algunos autores los denominan estromatolitos terrestres). Como ejemplo ver figuras 5.5.c y 5.6 correspondientes a las ritmitas localizadas en el I de sistema de *O Folón*. Se representa con línea de 0,2 mm de espesor. Extensión acorde con el tamaño del depósito. Inclínación acorde con el buzamiento del depósito.

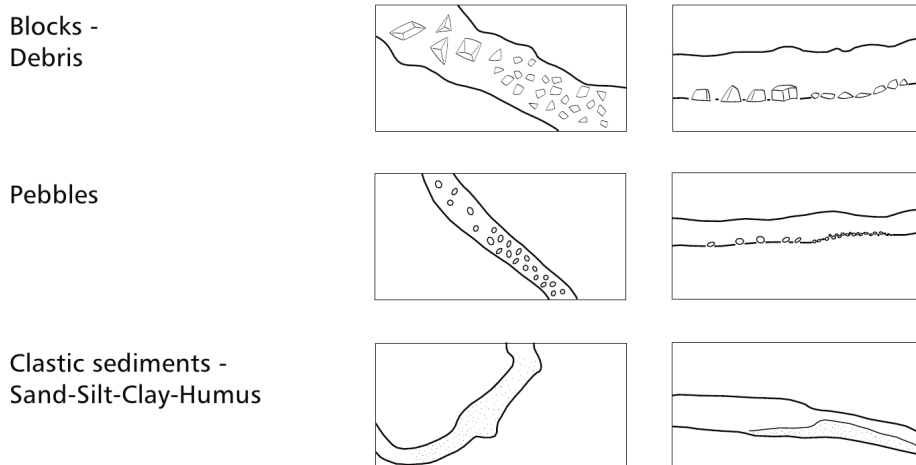


Figura 2.6: UIS Symbols (1999).

2.5. Representación de formas “stricto sensu”

Las formas son el aspecto elemental del relieve y del paisaje subterráneo, entidades geométricas que se representarán como elementos puntuales, lineales o superficiales, mediante una simbología agrupada en conjuntos de génesis común identificada con un color característico.

Para su representación se ha utilizado como referencia la simbología normalizada propuesta por la *International Union of Speleology* (UIS, 1999). Se han incluido algunos símbolos complementarios contemplados por la *Escuela Española de Espeleología* (MARTÍNEZ I RIUS, 1998); y se han propuesto símbolos nuevos (VAQUEIRO, et al., 2007c) para representar microformas específicas adscritas al pseudokarst en rocas graníticas.

El color representa el grupo morfogenético al que pertenece la forma. El mismo símbolo puede aparecer en distintos grupos (por asimilación de la forma visible). El color del símbolo es el que establece su génesis.

Se trata de representar geomorfológicamente el volumen definido por la cavidad. Por ello, y siguiendo el criterio general de (UIS, 1999), se han incorporado a la vista en planta la simbología específica de las microformas presentes en los techos y que en una proyección *stricto sensu* no estarían visibles en relación con el plano de corte que define la vista. Esta simbología "flotante" permite incluir en la vista principal la información que debería presentarse en varias secciones auxiliares.

Cuando coinciden depósitos o formaciones recientes (recintos de color) en el piso, con formaciones puntuales en techos, ambas del mismo grupo morfogenético, y por tanto de igual color, es necesario recurrir a vistas y aclaraciones auxiliares (figura 2.5)

2.5.1. Simbología para la representación de materiales arqueológicos

El símbolo normalizado UIS-1999 (figura 2.7), utilizado para representar la actividad antrópica subterránea (presencia de restos, artefactos, etc...) ha sido sustituido por una circunferencia negra (respetando el grupo morfogénético asignado) rellenando el círculo con un color que haga referencia a la naturaleza del material o depósito sin adscribir ninguna referencia cronoestratigráfica a dicho material (tabla 2.1).

Human Activity
(artwork, drawing, pottery, old mining sites, human bones, ...)

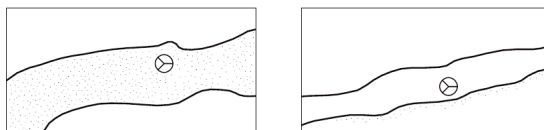


Figura 2.7: UIS Symbols (1999).





Color	Tipo	Descripción
	Cerámica	Piezas o fragmentos cerámicos de diversa entidad observados superficialmente sobre otros depósitos de distinta naturaleza.
	Metal	Piezas o fragmentos de útiles fabricados con metales (cobre, hierro, ...).
	Piedra	Piezas o fragmentos de útiles fabricados con o en piedra (cuarcita, cuarzo, anfibolita, ...). Se incluyen muelas y molinos.
	Insculturas	Petroglifos, insculturas o formas asimiladas a actividad antrópica.

Tabla 2.1: Relación de colores asignados a los distintos tipos de restos por su naturaleza.

2.5.2. Simbología para la representación de materiales biológicos (paleontológicos).

Se hace uso del símbolo normalizado UIS-1999 (figura 2.8), complementado, cuando procede, con un código de caracteres identificativo de la especie predominante en el yacimiento de acuerdo con su clasificación taxonómica de *Linnaeus*.

Bones

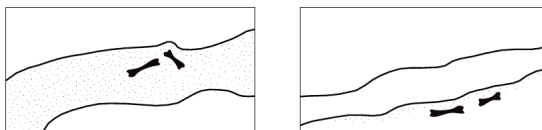


Figura 2.8: UIS Symbols (1999).

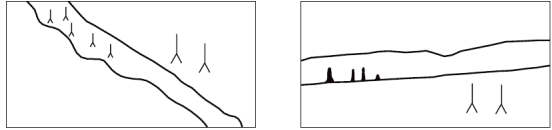
2.5.3. Simbología de depósitos biológicos: bioespeleotemas

Como microformas propiamente dichas, este grupo morfogénético engloba la totalidad de los espeleotemas presentes en las cavidades pseudocársticas en granitos.

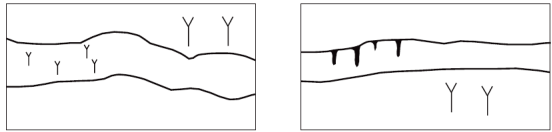
Existen dos grupos principales de espeleotemas: Los espeleotemas de pigotita, cuyas formas visibles son asimilables a las presentes en cavidades cársticas, mientras que los espeleotemas de ópalo-A (ópalo biogénico) presentan microformas visibles muy específicas.

La figura 2.9 muestra los símbolos UIS para la representación de las distintas formas observadas para la pigotita: de goteo (*dripstone*: Estalagmitas, estalactitas y columnas de pigotita.); formas compuestas flujo-goteo (*composite dripstone-flowstone*: formas abanderadas y combinaciones estalactitas asimilables).

Stalagmites



Stalactites



Sinter Curtains
Pillars

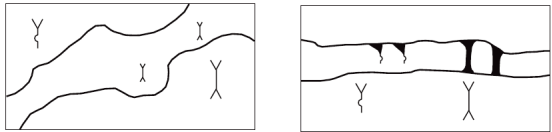
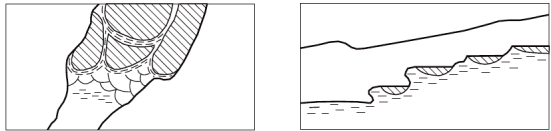


Figura 2.9: UIS Symbols (1999).

La figura 2.10 muestra los símbolos utilizados para representar las formas de flujo (*flowstone*: gours, microgours,...). Por otro lado, los espeleotemas de ópalo-A (*club-like*, *grass-shaped*, *antiestlactitas*, etc.) se representan con el símbolo UIS destinado a representar la morfología *cauliflower gypsum* (figura 2.11), señalando la existencia de microformas de ópalo de tipos diversos agrupadas y concentradas sobre la superficie rocosa.

Sinter Pools



Flowstone -
Wall Calcite -
Moonmilk

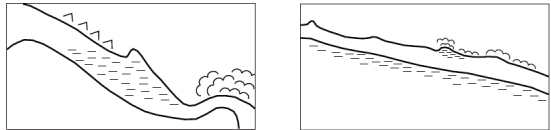


Figura 2.10: UIS Symbols (1999).

Cauliflowercalcite -
Disk

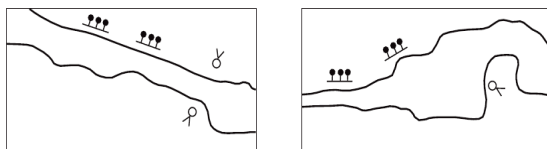


Figura 2.11: UIS Symbols (1999).

2.5.4. Simbología de formas geológico/geomorfológicas: formas erosivas y formas acumulativas (agradativas)

Espeleológicamente no existen símbolos definidos para la representación de muchas de estas formas. Se han utilizado entre otros los símbolos de los distintos grupos morfogenéticos definidos por MARTÍN-SERRANO et al. (2004) e incluidos en VAQUEIRO (2007).

2.5.4.1. Discontinuidades planares con indicación de buzamiento

Usadas para indicar el buzamiento de discontinuidades no abiertas. Se usa para indicar el buzamiento de familias de fracturas dónde han sido generadas concavidades (abrigos, formas lapa), así como fracturas o planos de alteración con pequeñas aperturas (menos de 30 cm). Línea de 0,2 mm de espesor. Longitud de línea 6 mm. Longitud de flecha 2 mm. Ver figura 2.12.

2.5.4.2. Dirección y pendiente o buzamiento

Se usa para indicar el buzamiento de discontinuidades abiertas. Se ha usado para indicar el buzamiento y traza de discontinuidades a favor de las que se han generado las galerías principales. La dirección es un vector normal al plano de la fractura, y su inclinación ha sido medida directamente sobre la pared de la galería, usando un clinómetro. Línea de 0,2 mm de espesor. Longitud de línea 6 mm. Ver figura 2.12.

2.5.4.3. Estructuras de lajas y deslizamientos (a favor del lajamiento)

Se usa para indicar zonas que presentan deslizamiento a favor de un plano u en una dirección aproximada. Línea de 0,4 mm de espesor. Longitud de línea: 6 mm. Ver figura 2.12.

2.5.4.4. Dolina de hundimiento/límites de zonas colapsadas

Para concretar los límites de una dolina (proyección del límite), de hundimiento o área colapsada.. Línea de 0,4 mm de espesor. Longitud de línea: 6 mm y 1 mm. Ver figura 2.12.

2.5.4.5. Caída de bloques, colapso y subsidencia

Para señalar pequeñas áreas en las que se acumulan bloques caídos o zonas dónde se produce subsidencia. Línea de 0,2 mm de espesor. Dimensiones del símbolo acorde al tamaño de la forma. Su distribución indica la localización. Ver figura 2.13.

2.5.5. Formas de erosión

Se incluyen todas las formas con superficies pulidas y producidas por erosión mecánica (evorsión) debido a la rotación y remolinos de agua que transportan arenas y gravas. Las formas pueden localizarse asociadas a un curso activo, o bien localizarse abandonas y aisladas con respecto al curso de agua actual, por lo que en general son indicadores de flujos y paleoflujos en régimen vadoso (turbulento).

2.5.5.1. Marmitas

Las marmitas con concavidades de erosión simples o *moulines*, redondeados principalmente por las corrientes de los remolinos y que se produce en el fondo de un curso de agua. Se pueden localizar formando grupos de formas superpuestas, enlazadas o asociadas. Línea de 0,2 mm de espesor. Tamaño acorde a la dimensión de la forma. La distribución del símbolo indica la localización. No existe un símbolo UIS para su representación y se ha incorporado el propuesto por la FEE (MARTÍNEZ I RIUS, 1992). Ver figura 2.14.





	Planar discontinuities with indication of dip
	Direction and slope or dip
	Sheeting with sliding
	Breakdown doline/collapse limits

Figura 2.12: Representación de formas y elementos estructurales (tabla original de VAQUEIRO, 2007).



	<i>Onglets or pressure scales</i>
	Block fall/collapse/subsidence

Figura 2.13: Representación de otras formas (tabla original de VAQUEIRO, 2007).

2.5.5.2. Acanaladuras y socavaciones de erosión laterales (*erosional lateral notches*)

Las acanaladuras son formas lineales y pulidas grabadas sobre superficies erosionadas. Se usa el símbolo UIS destinado al karren, pero con el color correspondiente al grupo morfogenético de las formas de erosión. Ver figura 2.14.






	Anastomosis
	Direction of paleoflow and paleochannel levels
	Potholes
	Lateral notches
	Flow

Figura 2.14: Representación de formas relacionadas con flujos de agua (tabla original de VAQUEIRO, 2007). El símbolo para representar las marmitas se ha tomado de MARTÍNEZ I RIUS (1992). Los símbolos de anastomosis y paleoflujos se han tomado de UIS (1999).

En las cavidades graníticas existen dos tipos de socavaciones laterales: Unas de origen erosional y otras relacionadas con procesos de alteración. Se hace uso del mismo símbolo pero asignándole el color correspondiente al grupo morfogenético considerado. El símbolo se incluye en la figura 2.15. Flecha perpendicular a la concavidad. El símbolo se sitúa en el perímetro del frente o plano dónde se ha desarrollado la forma.

Anostomosen -
Karren

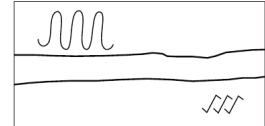


Figura 2.15: Símbolos UIS (1999).

2.5.5.3. Paleoflujos y paleoniveles.

Los paleoflujos y paleoniveles consisten en niveles aislados de los diferentes cursos subterráneos, pero en los que se pueden identificar formas de erosión (superficies pulidas, acanaladuras de erosión, marmitas, *lateral notches*, ...) y formas deposicionales de origen fluvial (terrazas, cantos rodados, ...) abandonadas.

En algunos casos antiguas formas de erosión o antiguos depósitos, pueden verse modificados o alterados por una exhumación o reactivación del nivel. El término exhumación se usa para describir procesos por los que los rellenos sedimentarios que definen un paleonivel son removidos, mientras que el término reactivación se usa para indicar que un proceso de cueva ha vuelto a comenzar sobre un elemento en el que no actuó durante un considerable período de tiempo.

La solución que se ha adoptado es la de señalar como paleonivel-paleoflujo las formas aisladas del curso actual. En algunas zonas de cavidad dónde se han detectado reactivaciones que afectan (destruyen total o parcialmente) depósitos más antiguos, se ha procedido a identificar el tipo de depósito (ritmitas, terracetas, terrazas, ...) y formas superpuestas. Cuando se presentan pasajes polifásicos en los que se superponen distintas

etapas de cese, reactivación y exhumación que conllevan procesos de evorsión, sedimentación, deposición-concrecionamiento, etc... superpuesta no se ha establecido ninguna marca específica para evitar confusiones. La información genética y cronológica se establece en vistas auxiliares y se describe detalladamente en la correspondiente memoria.

Este símbolo no se usa solamente de forma aislada. Se puede combinar con los símbolos para señalar depósitos rítmicos, marmitas, ... Para indicar así que las formas asociadas son indicadores de niveles con paleo-flujos. Línea de 0,2 mm de espesor. Longitud y dimensión variable acorde a la extensión de las formas. Su distribución indica el desarrollo y dirección de desarrollo del paleoconducto. Ver figura 2.14.

2.5.6. Formas de alteración

2.5.6.1. Tafone

Se usa para indicar la presencia de tafone con o sin alveolizaciones (*honeycomb*) no cartografiables. Línea de 0,4 mm de espesor. Anchura y altura 2,5 mm x 4,5 mm. Localización del símbolo: En el perímetro del frente o plano dónde se localiza la forma. Ver figura 2.16.

2.5.6.2. Pseudo-karren o pseudo-rills

Se usa para representar acanaladuras no producidas por erosión. Se usa el símbolo UIS (1999) para la representación del karren. Ver figura 2.16. Línea de 0,4 mm de espesor. Anchura y altura 0,75 mm x 6 mm. Localización del símbolo: En el perímetro del frente o plano dónde se localiza la forma.

2.5.6.3. Microformas de alteración

Usado para indicar otras formas no específicas de alteración, como alveolos, frentes de alteración, etc. Cuando las formas no son demasiado grandes, el símbolo indica la localización. Pero cuando las formas son cartografiables el símbolo se distribuye en el perímetro para indicar el frente o plano dónde la forma se ha desarrollado. Línea de 0,2 mm de espesor. Anchura y altura 0,75 mm x 1,4 mm. Ver figura 2.16.





	Tafone
	Pseudo-karren
	Weathering microforms
	Lateral notches

Figura 2.16: Representación de formas de alteración física-química en rocas magmáticas. Tabla original en VAQUEIRO (2007).

2.5.6.4. Lateral notches

Se usa para indicar la presencia de socavaciones laterales originadas por alteración. Línea de 0,2 mm espesor. Anchura y altura variable acorde a la extensión de la forma. Flecha perpendicular a la concavidad. Localización del símbolo: En el perímetro del frente o plano dónde se localiza la forma. Ver figura 2.16.

2.5.7. Formas poligénicas

Se consideran formas poligénicas aquellas en las que ha actuado más de un proceso para dar lugar a la forma visible final.

2.5.7.1. Pseudo-gubiazos (*onglets or pressure scales*)

Son formas convexas desarrolladas por la concentración de cargas en el punto de contacto entre las paredes y los bloques colgados, o entre varios bloques. También por impactos. Línea de 0,4 mm espesor. Anchura y altura variable acorde a la extensión de la forma. Flecha perpendicular a la concavidad. Localización del símbolo: Para indicar la situación de la microforma. Ver figura 2.13.

2.5.7.2. Traza de eventos paleosísmicos

Debido al número y complejidad de factores que gobiernan el desarrollo del karst (y del pseudokarst), las cuevas se convierten en registro natural de indicadores paleo-ambientales (GILLI, 2015). La configuración o morfologías que presentan algunos espeleotemas kársticos permiten determinar diferentes eventos estructurales sufridos por el territorio o la cavidad (BINI, et al. 1992; GILLI, 1986; GILLI, 2015).

Las principales causas conocidas y que producen la ruptura o discontinuidad en los espeleotemas (ŠEBELA, 2008) son:

- Inestabilidad del suelo debido a su composición (arenas sueltas o arcillas).
- Remoción del suelo debido a flujos de agua.
- Colapso del piso de la cavidad, por ejemplo cuando existen niveles o pasajes subyacentes.
- Deformación gravitacional.
- Cambios en el régimen de goteo.
- Terremotos, movimientos o eventos neotectónicos (COLLINA-GIRAD, 1996)
- Impactos de origen antropogénico.
- Impactos derivados de la fauna asociada a la caverna.

Cuando localmente, las estalactitas están desplazadas (con respecto a su estalagmita) o rotas, y la tendencia de esos desplazamientos aparentan estar orientados o relacionados con un plano estructural principal en la cueva, estas roturas pueden revelar un movimiento neotectónico o estructural (COLLINA-GIRAD, 1996).

Estas formas “rotas” se señalarán como la simbología correspondiente al tipo de espeleotema (ver figura 2.10) pero utilizando el color verde característico del grupo de formas poligénicas.

2.5.8. Aguas subterráneas

El curso principal que configura el sistema se representa con recinto de color. Se pueden añadir indicadores de la dirección del flujo. Ver figura 2.14.

2.5.8.1. Anastomosis

Se usa para representar la existencia de un curso difuso. También se usa para usar en zonas sumergidas con sumidero o surgencia difusa. Línea de 0,4 mm espesor. Anchura y altura variable acorde a la extensión de la forma. Localización del símbolo: Para indicar la situación de la microforma. Ver figuras 2.14 y 2.15.

2.5.8.2. Sifonamientos permanentes o estacionales

Se define un sifonamiento (*siphon/sump or trap*) como un pasaje de cueva en el que el techo del mismo permanece por debajo del nivel de agua.

La simbología UIS (1999) utiliza un rayado (rellenando el área afectada) para representar las zonas sifonadas. La simbología FEE (1992) hace uso de corchetes para señalar el inicio y el fin del tramo con sifonamiento temporal o permanente.

En este trabajo se ha optado por señalar las zonas con sifonamiento mediante el indicador (S), señalando len las zonas interpretadas como de sifonamiento temporal, los niveles estables alcanzados durante las avenidas, y generalmente marcados erosiva o deposicionalmente sobre el perímetro del pasaje. En la figura 2.17 se han incluido varios ejemplos correspondientes al sistema de A Trapa.

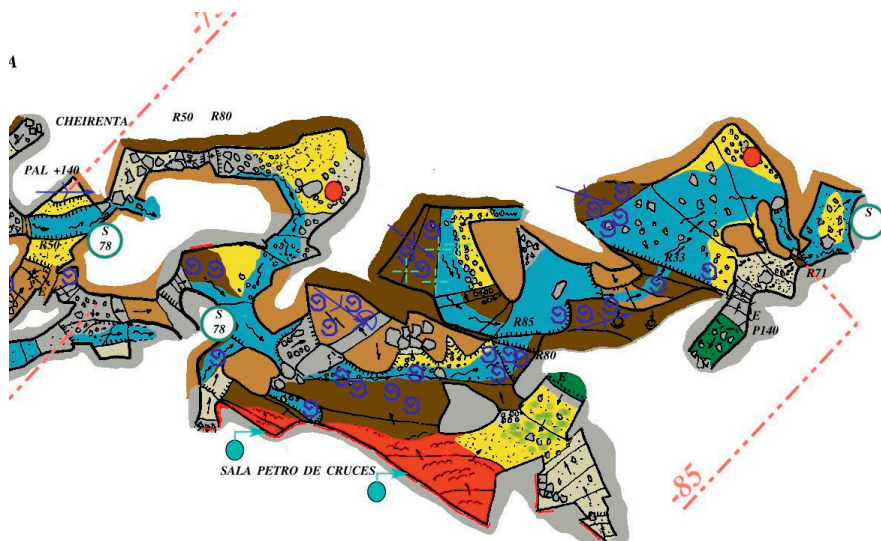


Figura 2.17: UIS Symbols (1999).

2.5.8.3. Zonas con goteo

Se caracterizan las zonas en las que el aporte de agua se realiza por goteo. El símbolo utilizado es una cruz discontinua con un punto en el centro.

2.5.8.4. Manantiales subterráneos

En este trabajo, los aportes secundarios se representan de acuerdo a la simbología FEE (1992). El símbolo se ha coloreado en cian para destacar este tipo de aporte frente al curso principal. Ver figura 2.17.

2.6. Código de colores para la representación del relieve: exo y endo-pseudokárstico.

La tabla 2.3 recoge los colores reservados para señalar referencias auxiliares e información complementaria no estrictamente morfológica.

La tabla 2.3 resume los colores asignados a cada grupo morfogenético, así como sus usos para formas superficiales (recintos de color) y formas puntuales *stricto senso*.

2.7. Inventariado de cavidades en rocas plutónicas

Con el objeto de normalizar el inventario de cavidades, se concretan los campos y datos que conforman el registro:

- Nombre de la cavidad.
- Lugar / Población.
- Ayuntamiento, provincia, país.
- Datum, longitud, latitud y altitud.
- Hoja de cartografía geológica.
- Roca dónde se emplaza.
- Desarrollo total.
- Desarrollo vertical.
- Datos estadísticos (S/N)
 - Espeleotemas de ópalo-A
 - Espeleotemas de pigotita
 - Formas de alteración
 - Formas de erosión
 - Yacimiento y código de registro.
 - Observaciones

	Profundidad	Los indicadores de profundidad o nivel se han señalado en este color. El punto de ha marcado usando una línea tipo _._._ para diferenciarla de cualquier tipo de forma estructural primaria o secundaria.
	Secciones compuestas	<p>En las distintas secciones compuestas los cortes parciales han sido acotado entre indicadores de este color. Explicitamente se especifica para la sección parcial:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Si es una sección desarrollada. En tal caso se indica con la etiqueta "dev". • Si es una sección proyectada. En tal caso se indica con la etiqueta "pr:" y se complementa con el plano de proyección utilizado.

Tabla 2.2: Colores reservados.

Color	Grupo	Formas puntuales	Recintos de color
	Formas deposicionales y biominerales	Espeleotemas de pigotita: <i>Dripstone</i> (<i>stalagmites</i> , <i>stalactites and columns</i>), <i>draperies</i> (<i>composite dripstone-flowstone forms</i>), <i>flowstone</i> , <i>gours</i> , y <i>rimstone dams</i> Espeleotemas de ópalo	Generalmente espeleotemas de pigotita.
	Depósitos fluviales y terrazas		Depósitos fluviales y terrazas
	Depósitos heterogéneos		Humus, depósitos eluvio-coluviales, gravas y materiales procedentes de alteración.
	Substrato rocoso		Se consideran como tal las superficies visibles que no presentan remoción estructural por procesos gravitacionales.
	Estructura removida		Se considera estructura removida a todo castillo de bloques en los que se pueden identificar o se han preservado las formas estructurales fundamentales, si bien pueden presentar pequeños movimientos de traslación y/o rotación.
	Estructura colapsada		Generalmente caos de bloques en los que no se identifican elementos estructurales primarios. Rellenos de pasajes y depósitos formados por movimientos gravitacionales
	Elementos estructurales	Fallas y diaclasas Estructuras de lajas Rockslides Caída de bloques	
	Formas de erosión	Marmitas Acanaladuras Superficies pulidas Paleoflujos y paleoniveles Lateral notches	Superficies sumergidas.
	Formas de alteración	Tafoni Lateral notches	Superficies cubiertas de vegetación.
	Otras	Símbolos auxiliares Archaeological remains Palaeonthological remains	
	Formas poligénicas	Onglets	
	Manantiales subterráneos	Surgencia subterránea secundaria.	
	Vegetación		Superficies cubiertas de vegetación.

Tabla 2.3: Colores utilizados para la caracterización de las formas propiamente dichas. Se indican los colores asignados a cada grupo morfogenético así como su uso con formas puntuales y con recintos de color.

Capítulo 3

Tipos de cavidades naturales desarrolladas en rocas magmáticas (plutónicas y volcánicas)

Este capítulo tiene por objeto el establecer los tipos morfológicos (y morfogenéticos implícitos) de las cuevas desarrolladas en rocas magmáticas, tratando de agrupar los términos afines o equivalentes que aparecen en la bibliografía..

Se pretende desarrollar el capítulo de forma muy visual aprovechando el trabajo topográfico y fotográfico realizado. Se entiende es la mejor forma de completar las descripciones claras y sintéticas que se hagan de las distintas microformas y cuevas.

3.1. Sobre la clasificación del pseudokarst y sus cuevas

Tal como hemos señalado en el capítulo primero, las cavidades desarrolladas en rocas magmáticas son cuevas pseudokársticas. El criterio oficial para la clasificación de los tipos de pseudokarst, se adoptó en las sesiones de trabajo del 1.997 International Congress of Speleology. Se definieron ocho tipos de pseudokarst (HALLIDAY, 2007):

- 1) rheogenic pseudokarst (pseudokarst asociado a flujos de lava)
- 2) glacier pseudokarst (pseudokarst en hielo)
- 3) badland and piping pseudokarst (including loess):
- 4) permafrost pseudokarst
- 5) talus pseudokarst (including boulder fields and roofed streamcourses)
- 6) crevice pseudokarst (including littoral pseudokarst)
- 7) compaction pseudokarst
- 8) consequent pseudokarst

De acuerdo con esta tipificación, la presente Tesis se centraría principalmente en los siguientes tipos de pseudokarst:

1. Rocas volcánicas:
 1. Pseudokarst reogénico.
 2. Pseudokarst asociado a fisuras o grietas (crevice pseudokast) que incluye tanto las cuevas litorales como las situadas en el interior de los continentes.
2. Rocas plutónicas:
 1. Pseudokarst asociado a taludes, incluyendo campos de bloques y ríos techados.
 2. Pseudokarst asociado a fisuras o grietas (crevice pseudokast) que incluye tanto las cuevas litorales como las situadas en el interior de los continentes.

Esta tipificación del pseudokarst no parece incluir ninguna de las morfologías tafone distinguidas por TWIDALE & BOURNE (2008). Con este criterio quedarían excluidas como

fenómeno pseudokárstico una de las cuevas más universales y comunes en los terrenos graníticos (VIDAL ROMANI, 1980).

Dentro de los criterios para la clasificación genética de las cuevas pseudokársticas consultados destaca, por su orientación, el propuesto por STRIEBEL (1996), basado en el trabajo de GAÁL & BELLA (1994). En una primera clasificación se divide las cuevas naturales emplazadas en rocas no solubles en dos grandes grupos: Cuevas singenéticas y cuevas postgenéticas.

Las cuevas singenéticas son aquellas que se originan al mismo tiempo que la roca soporte. FILED (2000), define el karst singenético (syngenetic karst) como "karst developed contemporaneously with the lithification of the formation". Aunque existen cuevas kársticas singenéticas, es más frecuente encontrarlas en el pseudokarst. El tipo más abundante es el túnel de lava (lava caves (en.), lava tubes (en.)). Las cuevas postgenéticas son aquellas que se han desarrollado sobre una roca preexistente, y es el tipo más común de cavidad.

En la tabla 3.1 se resume la clasificación genética de STRIEBEL (ib.) para cuevas no-kársticas postgenéticas. Se ha seleccionado este criterio como ejemplo porque presenta la terminología en alemán e inglés, con definiciones claras para cada uno de los tipos genéticos o morfogenéticos que consideran. Este criterio divide las cuevas postgenéticas en dos grandes grupos o tipos fundamentales de cuevas, atendiendo a la participación o no del agua en su desarrollo: Cuevas formadas directamente por la acción del agua y que se habrían desarrollado principalmente por erosión; y cuevas no formadas por acción del agua.

Las cavidades singenéticas están formadas principalmente por los tubos de lava. Aunque también hay que incluir algunos de los subtipos las denominadas mould-tree caves (cuevas molde de árboles) y distintos tipos de tubos de exhalación.

En la tabla 3.2 se indican las modificaciones introducidas por VAQUEIRO et al. (2007) al criterio de STRIEBEL: Se adscriben los tafone como subtipos de las cuevas de alteración, y se incluyen los sistemas estructurales definidos por TWIDALE (1982) y VIDAL ROMANI (1989) como un subtipo de cueva de bloques de erosión, distinguiéndolos de los campos de bloques que techan un curso de agua.

La tipología del pseudokarst de HALLIDAY (2007), al igual que otros criterios para la clasificación de cavidades pseudokársticas (STRIEBEL, 1995; GAÁL, et al. 1994) se basa en clasificaciones genéticas o morfogenéticas que asocia la formación de la cueva al final de la historia geomorfológica del macizo durante su fase exógena. Un primer problema con estos criterios es, por ejemplo, que los tafoni se determinan y preconfiguran en su fase endógena (VIDAL-ROMANI, 1989).

Por ello en esta Tesis la clasificación de las morfologías del pseudokarst y tipos de cueva, en sus escalas de micro y mesoforma, se establece en base a la evolución del macizo durante su fase endógena por entenderse que esta fase de evolución y sus condiciones concretas de desarrollo, determinan y preconfiguran tanto la estructura del macizo como de las posibles cavidades y redes de drenaje que se podrán desarrollar durante la fase exógena. Esta hipótesis se fundamenta en las siguientes observaciones de partida:

- 1) Las cuevas estudiadas son formas que presentan una evolución exógena, generalmente poligénica, lo que conlleva la superposición o el relevo de varios tipos de formas/procesos pseudokársticos que actúan en un mismo punto del macizo, pero todas ellas adaptadas a la estructura geológica local.

Caves Formed Directly by Flowing Water or Erosion Caves (en.)

Formadas Directamente por Acción del Agua (sp.)

Erosionshoehlen (de.)

Gorge Caves

Cuevas asociadas a cascadas

Gorge Bottom Caves (en.)

Cavidades en la base de una cascada (sp.)

Kingersohhlenhoehlen (de.)

Gorge Lateral Caves (en.)

Cuevas laterales (sp.)

Kingenrandhoehlen (de.)

Boulder Fragment Caves (en.), Erosion Boulder Caves (en.)

Cuevas de Bloques Fragmentados y erosionados (sp.)

Blocktruemmerhoehlen (de.), Erosionsueberdeckungshoehlen (de.)

Piping Caves

Tubificación

Piping Caves and Gully Erosion (en.)

Tubos (sp.)

Tunnelhoehlen (de.)

Coast Caves

Cuevas de mar

Coast Caves (en.), Sea Caves (en.), Shore Caves (en.)

Cuevas de mar (sp.), furnas (ga.)

Küstenhöhle (de), Meereshöhle (de.), Seehöhle (de.)

Caves Not Formed Directly by Water (en.)

No Formadas Directamente por Acción del Agua (sp.)

Weathering caves (en.)

Cavidades de Alteración (sp.)

Auswitterungen (de.)

Boulder Caves (en.)

Cuevas de Bloques (sp.)

Rock Crack Caves (en.)

Cuevas Formadas por Bloques Rotos (sp.)

Boulder Caves, Mass Displacement Caves (en.)

Cuevas de Bloques (sp.)

Woolsack Caves and Mattress Crack Caves (en.)

Cuevas Asociadas a Tors (sp.)

Ice Thrust Caves and Snow Thrust Caves (en.)

Cuevas Formadas por Acción del Hielo (sp.)

Fissure Caves (en.)

Cuevas de Fisura (sp.)

Spaltenhoehlen (de.)

Fissure Caves (en.)

Fisuras (sp.)

Spaltenhoehlen (de.)

Rock-Slide Fissure Caves (en.)

Fisuras por Corrimiento (sp.)

Abrisspalte (de.)

Breakdown Cave - Talus Cave (en.)

Überdeckunghöhle - Versturzhöhle (de.)

Tectonic Caves (en.)

Cuevas Tectónicas (sp.)

Tabla 3.1: Tipos genéticos de cuevas no kársticas definidos por STRIEBEL (1996).

Caves Formed Directly by Flowing Water or Erosion Caves (en.)

Formadas Directamente por Acción del Agua (sp.)

Erosionshoehlen (de.)

Boulder Fragment Caves (en.)	Boulder Fragment Caves (en.)
Erosion Boulder Caves (en.)	Erosion Boulder Caves (en.)
Cuevas de Bloques Fragmentados y Erosionados (sp.)	Cuevas de Bloques Fragmentados (sp.)
Blocktruemmerhoehlen (de.)	Blocktruemmerhoehlen (de.)
Erosionsueberdeckungshoehlen (de.)	Erosionsueberdeckungshoehlen (de.)
Erosionsueberdeckungshoehlen (de.)	Structural Caves (en.)
	Cuevas Estructurales (sp.)
	Tektonikgebundenehoehlen (de.)

Caves Not Formed Directly by Water (en.)

No Formadas Directamente por Acción del Agua (sp.)

Weathering caves (en.)	Weathering caves or Tafone Caves (en.)
Cavidades de Alteración (sp.)	Cavidades Originadas por Alteración (sp.)
Auswitterungen (de.)	Auswitterungen (de.)
	Tafone Weathered in Honeycomb Mode
	Tafonis (sp.), Cacheiras - Cacholas (ga.)
	Over-sloped Walls Caves (en.)
	Frentes socavados (sp.), Lapas (ga.)

Tabla 3.2: Tipos genéticos de cuevas en granitos incorporados por VAQUEIRO et al. (1998) al criterio definido por STRIEBEL (1996).

- 2) La presencia de las mismas morfologías (tipos de cuevas y microformas asociadas) en diferentes regiones del globo, parece indicar que la formación de estas cavidades no dependen de las condiciones ambientales que han afectado al macizo durante su fase exógena sino mas bien de la influencia que ejerce la estructura del macizo rocoso en la definición de la cavidad.
- 3) Para las cavidades kársticas ERASO y PULINA (1984), señalan que: "... Existe una preparación tectónica que prefigura la disposición del drenaje posterior que se establezca asociada a la anisotropía generada durante su historia geológica...". Por tanto, esta consideración establece que la estructura de drenaje en la que se configurará la cueva queda determinada en una etapa endógena previa a la karstificación del macizo, e independiente de los factores y condiciones exógenas a las que se vea sometido posteriormente. En los sistemas pseduokársticos en rocas plutónicas el drenaje se produce según los planos de discontinuidad principal, y/o en intersecciones de distintas familias de discontinuidades principales (VAQUEIRO, 2003; 2010) y que se habrían desarrollado durante el emplazamiento del plutón, previas a la existencia de la cueva y cuyo drenaje actualmente configuran: Familias de diaclasas verticales ortogonales, fallas, planos de lajas incluyendo bandas de cizalla asociadas,...

Otro problema que se observa en los criterios genéticos y morfogenéticos es que en general no parecen considerar la forma en si misma. Las clasificaciones no parecen caracterizar el vacío o espacio que define la cueva, y se establecen las tipologías en base a las causas genéticas que configuran el espacio subterráneo. Según esto una cueva formada por una diaclasa abierta en un movimiento tectónico se interpretaría como una "forma" diferente comparándola con el hueco asociado a una diaclasa abierta producida por un movimiento

gravitacional en una vertiente, cuando ambas cavidades son en si mismas una fisura abierta, parcialmente techadas, y sus pasajes presentan además los mismos rasgos morfológicos.

CURL (1964) afirma en su introducción que las cavernas no son objetos sino espacios y consecuentemente la definición de las mismas debe especificar de alguna manera cuales son sus límites. Un análisis simple de los límites permite ver como muchas de estas cuevas están definidas por paredes continuas (relacionadas con un elemento estructural), con acumulaciones de bloques (erosionados, sin erosionar, bloques rotos, etc.), o son oquedades tipo tafone. En esta línea VIDAL & VAQUEIRO (2006) sintetizan y caracterizan los tipos básicos de cavidades en granitos, retomando además la exposición de VIDAL ROMANI & TWIDALE (1998: 305-334): “A pesar de que todas las cuevas en granito están relacionadas con la estructura de la roca, se pueden distinguir tres tipos (TWIDALE & VIDAL-ROMANÍ, 2005):

1. Cuevas desarrolladas a favor de planos de fractura principales que permiten una fácil circulación de agua. La alteración es debida fundamentalmente al lavado de iones, lo que lleva a una ampliación progresiva de la fractura.
2. Cuevas asociadas con campos de bloques residuales o protoclásticos. Aquí las fracciones más finas del regolito del granito, si existe, ha sido lavado, dejando las fracciones gruesas – bloques y bolos – in situ. Los huecos entre estos residuales se interconectan en algunas zonas, dando lugar a cavidades de desarrollo irregular (TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 2005).
3. Los tafone son el tercer tipo de cavidad, vinculado a la etapa de deformación elástica del macizo, aunque tipos similares de cavidades se han atribuido a entornos epigenéticos (TWIDALE, 2002). El término se refiere a una caverna o hueco desarrollado dentro de un bloque de fractura definidos.”

KOLAWOLE & ANIFOWOSE (2011), proponen una modificación de este criterio atendiendo a la geometría propia de los bloques (y que afecta a la geometría de la propia cueva): “An attempt at reviewing the Type-2 talus caves, referred to as those associated with residual block fields, may reveal an inconsistency with the classification presented by Vidal & Vaqueiro (2007), since the term ‘residual’ exclusively suggests that the resultant talus caves were formed in-situ. Therefore, we may refer to the Type-2 category of talus caves as those associated with ‘accumulated block fields’. This can then be further sub-divided into two broad categories based on talus-source proximity and geometric form of talus blocks forming the cave. The talus-source proximity sub-division may suggest talus caves formed by in-situ or residual talus blocks, as well as those formed by transported talus blocks. Based on the geometry of talus blocks, we may have those caves formed by massive and competent exfoliation sheets, and those formed by spheroidal blocks.”

3.2. La fábrica estructural en las rocas magmáticas. El diagrama clásico de Hans Cloos: Cross joints, longitudinal joints and flat-lying faults. Problems and some additions. (VIDAL ROMANI, 2008)

Los magmas graníticos intruyen como fluidos viscosos a través de fracturas existentes en la litosfera, deteniéndose cuando el magma se enfría y la pérdida de volátiles incrementan su viscosidad por encima del umbral de fluidez (EICHELBURG 1995; PETFORD 2003; HUI & ZHANG 2007). La evolución del magma está asociada con su cristalización y consolidación, y las discontinuidades (estructura) solamente comienza a formarse cuando el magma se convierte en material sólido. Es bien conocido que la fábrica estructural no tiene

una distribución aleatoria en el cuerpo granito y que preferiblemente se desarrolla en su zona exterior (contacto entre la intrusión y la roca caja) dónde el magma comienza primero a enfriar. En la zona interior donde el magma permanece fundido durante más tiempo, las fábricas magmática y magnética son mejor conservadas mientras que la fábrica estructural es menos frecuente y está peor desarrollada.

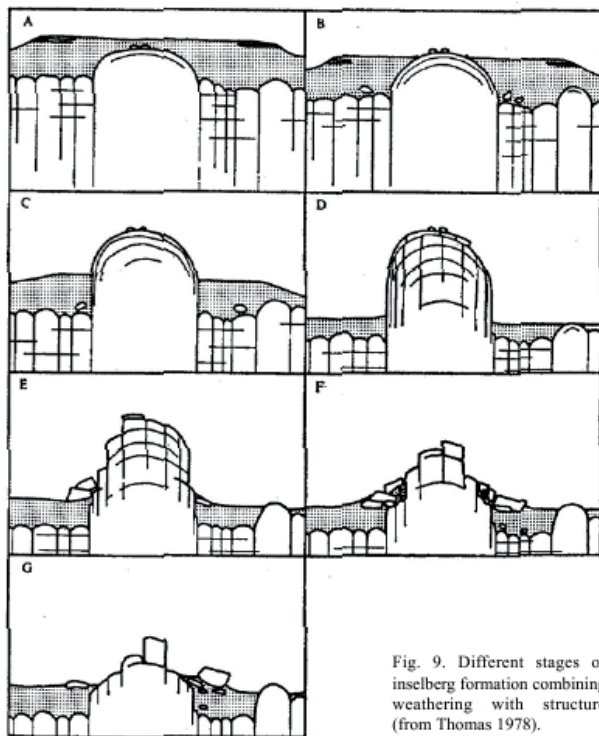


Fig. 9. Different stages of inselberg formation combining weathering with structure (from Thomas 1978).

Figura 3.1: Diferentes etapas en la formación de un inselberg en combinación con la alteración y con la estructura (THOMAS, 1978) (VIDAL-ROMANÍ, 2008).

En geomorfología las formas están relacionadas con procesos exógenos o con el clima, lo cual no siempre es cierto, al menos en el caso de la morfología en granitos. Por ejemplo, la disyunción esferoidal es un tipo de fábrica estructural frecuente en la zona de contacto entre el magma y la roca encajante tanto en rocas plutónicas como en criptovolcánicas. Algunos autores (MIGON, 2005) atribuyen la disyunción esferoidal a alteración subedáfica, lo que no es correcto debido a que este tipo de fábrica se desarrolla en zonas de los cuerpos graníticos alejados del frente de alteración: la alteración aprovecha esta estructura pero no la crea. Lo mismo ocurre con las estructuras de lajas que algunos autores atribuyen a descarga erosiva (RAMSAY & HUBBER, 1987) cuando el plutón alcanza niveles corticales superficiales. Otros autores (TWIDALE, 1982; TWIDALE et al., 1994; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1999; GONNERMANN H.G. & MANGA M., 2003; VIDAL ROMANÍ, 2005) explican las estructuras de lajas como originadas durante la intrusión y además con un claro origen endógeno, debido a la presencia de inyecciones de fases magmáticas tardías, aplitas o pegmatitas, entre las lajas de exfoliación (TWIDALE, 1982; VIDAL ROMANÍ, 2005).

En muchos casos el lajamiento corta la textura mineral, o las estructuras de flujo magmático (schlieren), o incluso la fábrica magnética lo que implica que estos tipos de fábrica estructural se han desarrollado cuando el magma ya se ha consolidado como una roca. Además, el hecho de que la estructura de lajas no forme planos continuos y paralelos sino que se imbriquen, respalda la idea de que se han desarrollado a consecuencia de la deformación por cizalla en el contacto entre el cuerpo magmático y la roca encajante, un concepto totalmente opuesto a lo que postula la hipótesis de la descarga erosiva. Lo mismo ocurre con el polygonal cracking que se asocia a procesos de estiramiento (tracción) a lo largo de planos de cizalla; todas estas formas aparecen asociadas (VIDAL ROMANÍ, 1991; TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 2005) a las paredes de los diques o las lajas (sheeting) de la estructura de lajas. Existe un cuarto tipo de estructura, la llamada pseudoestratificación. (pseudo-bedding), una transición a la estructura de lajas, y también debida a los esfuerzos de cizalla que actúan sobre la roca durante la fase de intrusión. Aparecen tanto en rocas plutónicas como en criptovolcánicas (VIDAL ROMANÍ, 1991; TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 2005).

Existen por tanto cuatro tipos de fábrica estructural (estructura de lajas, pseudoestratificación., rotura poligonal y disyunción esferoidal) que se presentan en las rocas intrusivas magmáticas, y todas ellas relacionadas con la fase intrusiva cuando el magma se halla totalmente consolidado. Se han localizado cuevas específicamente relacionadas con las estructuras de lajas y con la pseudoestratificación.

Durante la secuencia de inyección del magma, se produce un continuo cambio en la forma del cuerpo intrusivo. El volumen de la parte móvil fundida varía, aumentando, siempre y cuando la inyección de nuevo magma continúa, mientras la zona sólida exterior se vuelve más y más gruesa y rígida. Como se ha indicado antes, la estructura sólo se genera en su zona ya solidificada cuya forma y dimensiones pueden variar continuamente durante el proceso intrusivo.

Todos los autores (THOMAS, 1978; TWIDALE, 1982; MIGON, 2005) aceptan, implícita o explícitamente, que la morfología de los relieves graníticos es debida principalmente a la explotación por la alteración de los sistemas de juntas. Los diagramas clásicos de LINTON (1955), GARNER (1974), THOMAS (1978), TWIDALE (1982) repetidos en todos los libros de texto están basados en el croquis clásico de CLOOS (1922, 1923), que realmente es una simplificación de la realidad debido a que solamente distingue tres sistemas de fracturas: horizontales y verticales, principalmente planas, y las diaclasas curvas de exfoliación de buzamiento variable. THOMAS (1978) y también TWIDALE (1983) presentan esquemas más próximos a la realidad, y en ellos puede verse como la frecuencia en el espaciado de los planos de las discontinuidades se reduce progresivamente con la profundidad, llegando incluso a desaparecer, (TWIDALE, 1983) al desplazarse desde la zona más externa hacia la mas interna del plutón.

La morfología de los diferentes tipos de formas graníticas estaría pre-determinada por las características de la fracturación (frecuencia, morfología, dimensiones, relaciones entre familias, orientación espacial,...) y por tanto la morfología de los paisajes graníticos dependerá más de los factores endógenos (esencialmente tectónicos y fracturación) que de los factores exógenos (erosión y alteración) aunque es indiscutible que estos contribuyen posteriormente de forma decisiva en el proceso por cuanto ayudan a la exposición de la roca en superficie. Esto tampoco está en contra de que los procesos exógenos (eólicos fluviales, glaciares, de erosión marina, de ataque químico, etc.) sean capaces de originar formas específicas como acanaladuras (rills), pits and pans, pot holes, etched platforms, ventifacts, etc.

La coincidencia de las mismas formas en una gran variedad de ambientes geodinámicos o bajo muy diferentes climas, no se debe exclusivamente a la herencia geomorfológica o a su relación con determinados procesos exógenos sino al hecho de que las formas de granito han sido originadas por la explotación, por alteración de las estructuras erosionadas, de forma similar en todos los casos, como similar es también el proceso de intrusión / emplazamiento de las rocas magmáticas.

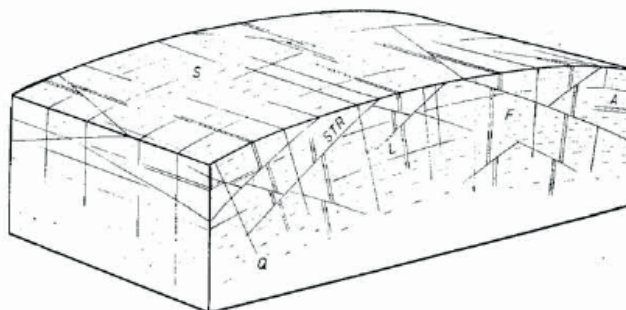


FIG. XII-21. CLOOS' DIAGRAM SHOWING THE CHIEF TYPES OF JOINTS IN A BATHOLITH
Q, cross joints; S, longitudinal joints; L, flat-lying joints; STR, planes of stretching; F, linear flow structures; A, aplite dykes.

Figura 3.2: Diagrama de Cloos mostrando los principales tipos de juntas en un plutón (CLOOS, 1923, 1931).

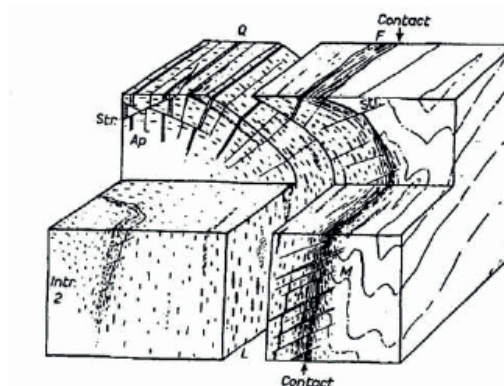


FIG. XII-19. BLOCK DIAGRAM OF PART OF A BATHOLITH, WITH A SUBSIDIARY INTRUSION, DISSECTED ALONG A FOLIATION SURFACE
M, Marginal thrusts, some with injected aplite; F, flow layers, and foliation; L, linear flow structure; Q, cross joints, some with injected aplite; Str., planes of stretching. Schistosity parallel to the granite contact is developed in the wall rocks, and the axes of folds are tilted away from the intrusion.

Figura 3.3: Diagrama de un plutón mostrando la esquistosidad/foliación desarrolladas paralelas a los contactos del granito y que se desvanecen a medida que avanza hacia el interior del cuerpo magmático (HILL E.S., 1963 Elements of structural Geology Sherbon Hills Ed.).

De todas las formas endógenas, la cachola (tafone o cavernous weathering) es un caso especial. La cachola es un tipo especial de cueva muy frecuente en granitos aunque no exclusivo de esta litología. Se encuentran comúnmente a pié de escarpe en los bornhardts, en la zona límite de la estructura de lasjas o en los bloques que resultan del desmantelamiento de dicha estructura. Siempre aparecen delimitadas por los planos estructurales (exfoliación), cualquiera que sea su orientación: horizontal, vertical o intermedios.

Considerado como una forma exógena, durante muchos años se ha relacionado con procesos subedáficos y subaéreos exógenos, confundiendo el mecanismo de evacuación de los materiales que se generan durante la evolución de una tafone con el proceso que genera este tipo forma. Esta formación de un tafone ha sido tan justificado (KLAER, 1956; PENCK 1984; KVELBERG & POPOFF, 1937; IKEDA, 1990, 1994; KLAER, 195) como resultado de la humectación-deseccación de la roca, haloclastia, el hielo-deshielo, las oscilaciones térmicas o los procesos edáficos cuando el bloque tafone todavía está dentro del macizo, por lo que estas formas se han considerado relacionadas con algunos tipos de clima específicos. Esta interpretación, sin embargo, no es capaz de justificar, entre otras cuestiones, ni la distribución aleatoria de las formas localmente, ni la diferente evolución entre las superficies internas y externas del bloque, ni la extensión mundial del fenómeno. Por el contrario, cuando se considera la formación (VIDAL ROMANÍ, 1984) de un tafone como debido a la explotación (fase exógena) por la alteración de la estructura interna en una roca, estructura debida a la concentración de cargas sobre puntos específicos de planos estructurales previos (fase endógena), producida en el campo de deformación elástica al final de la fase de evolución de un cuerpo de granito, todas las incertidumbres que no resuelven las teorías exógenas clásicas para la formación de los tafone, son adecuada y racionalmente explicadas.

3.3. Tipos de cavidades en rocas magmáticas

Teniendo en cuenta las referencias señaladas en el apartado 1.1, la aproximación y análisis a las clasificaciones sobre el pseudokarst y las cuevas del apartado 3.1, y la especial relación entre algunas cuevas y los tipos de fábrica estructural, en este apartado se propone una clasificación para los distintos tipos de cuevas localizadas en rocas magmáticas. Se han revisado fotografías, datos y descripciones de más de 1.500 cuevas desarrolladas en rocas magmáticas de todo el mundo. El material se ha revisado atendiendo específicamente a los rasgos morfológicos específicos y descritos de cada uno de estos espacios subterráneos.

Se propone una clasificación desiete tipos de cuevas desarrolladas en rocas magmáticas:

1. **Cuevas estructurales**, o cavidades asociadas a diaclasas, fracturas o discontinuidades generalmente verticales o subverticales. Cuevas de límites parcialmente continuos (los labios de la discontinuidad), con techos generalmente discontinuos, semiabiertos y caracterizados por la presencia de bloques.
2. **Cuevas lapa (sheet tafoni)**, cavidades desarrolladas en asociación con las bandas de cizalla o bandas de pseudoestratificación, con sección aproximadamente elíptica, progresando y adaptándose a los límites de la banda dónde se emplaza.
3. **Cuevas asociadas a estructuras de lasjas**, y determinadas principalmente por los planos de foliación o lamination.
4. **Cuevas tafone**, cavidades de bloque único, de límites continuos y emplazadas en el interior de un sólo bloque.

5. **Cuevas formadas por la acumulación de bloques.** Se distinguen tres subtipos en base a las particularidades del campo de bloques y a la geometría de los bloques:
 1. Cuevas asociadas a ríos de bloques, esto es, a acumulaciones de bloques en el fondo de un valle, caracterizada por su extensión lineal (siguiendo el propio valle) y por la interacción entre el caos de bloques y las aguas en circulación por el propio valle.
 2. Cuevas asociadas a mares de bloques, esto es, a acumulaciones de bloques de gran extensión.
 3. Cuevas formadas por acumulaciones de bloques con poco movimiento, “in situ” producidas por fenómenos de creep rocoso o reptación.
6. **Cuevas volcánicas**, que son cuevas asociadas con rocas eruptivas, y que presentan tres subtipos:
 1. Tubos de lava
 2. Cuevas y pozos de exhalación
 3. Cuevas moldes de árboles incluyendo las formadas por lava, como las formadas por deslizamientos de lahar.
7. **Cuevas de erosión marina**, furnas, que en general son cuevas de tipo estructural, asociada mayoritariamente a discontinuidades verticales o subverticales, por explotación directa y ensachamiento de la discontinuidad o por explotación de los depósitos que rellenan estas discontinuidades. Al menos localmente se han identificado otros dos subtipos de cueva marina: Cuevas formadas por la erosión de un granitoide alterado; y cuevas formadas por la explotación del contacto de depósitos que fosilizan una plataforma costera más antigua.

Con estos tipos base se pretende establecer una aproximación y caracterización de los espacios subterráneos "tipo" que se han identificado, sin olvidar que muchas de las grandes cuevas en este tipo de rocas son espacios subterráneos complejos, poligénicos y polifásicos (VAQUEIRO, 2006) en los que pueden concurrir diversas morfologías (distintos subtipos de cuevas) con diferentes génesis.

También para desarrollar adecuadamente esta Tesis, es conveniente dedicar un apartado a aquellas cuevas desarrolladas en otro tipo de rocas, pero que presentan formas convergentes. Incluiremos así cavidades desarrolladas en diques de cuarzo y las cuevas desarrolladas en cuarcitas.

3.3.1. Cuevas estructurales desarrolladas a favor de planos de discontinuidad principal

Entendemos por cuevas estructurales, aquellas cavidades asociadas a diaclasas, fracturas o discontinuidades principales, generalmente verticales o subverticales.

La cueva estructural más simple es la desarrollada por apertura de una única fractura. Este tipo de cavidades aparece en la literatura como cuevas de fisura (Fissure Caves (en.), Spaltenhöhlen (de.))(STRIEBEL, 1996). Otros autores hacen uso del término crevice caves (SJÖBERG, 1994; HALLIDAY, 1997), entendiendo como crevice: “A small narrow crack or space, especially in the surface of rock”. STRIEBEL (1996) las define como cavidades originadas por la apertura mecánica de una discontinuidad (junta, diaclasa,...), a partir del movimiento de más o menos partes de una roca, abriendo galerías o pasajes, lo suficientemente amplios, a favor de estas discontinuidades. También FILED (2002) define

este tipo de cavidades como: “A narrow vertical cave or cave pasagge along a fissure. Fissures winden out to become wells or vertical shafts”.

Claramente es un tipo de cueva independiente del material o litología. Así, por ejemplo, el atlas de CHARBERT & COURBON (1997) cita cuevas de fisura en rocas volcánicas y areniscas. VEIGA & VEIGA (2004) citan cuevas en profundas grietas localizadas a 1.500 m de altura en Montederramo (Ourense) en una zona de alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras (Hoja MAGNA50 277, IGME, 1978). Y en VAQUEIRO (2004) se estudia una cueva estructural que conforma una sima en cuarzo. Incluso aparecen en el karst, en forma de cuevas estrechas de progresión subvertical desarrolladas siguiendo una fisura, aunque se desarrollan tanto por apertura mecánica como por disolución preferente en el plano de discontinuidad.



Figura 3.4: Ejemplos de cuevas estructurales. Todas ellas están caracterizadas por desarrollar las galerías en algún plano de discontinuidad principal. (a) Sima de *A Furna* (Valença, Portugal); (b) *As Ghallas* (Serra do Galiñeiro, Vincios, Pontevedra); (c) Tramo de cañón subterráneo del Sistema de *O Folón* (Vigo, Pontevedra).

A grandes rasgos serían cuevas con límites continuos (los labios de la discontinuidad), y techos generalmente discontinuos, semiabiertos y caracterizados por la presencia de bloques caídos.

Teniendo en cuenta la causa que origina la apertura mecánica de la discontinuidad, STRIBEL (1996) considera varios subtipos (genéticos): Así, por ejemplo, las cavidades de fisura que progresan aproximadamente paralelas a la ladera y que han sido generadas por el deslizamiento de los bloques a favor de la pendiente forman el subtipo de cavidades de fisura por deslizamiento (Rock-Slide Fissure Caves (en.), Abrissspalte (de.)). Otro subtipo mencionado comúnmente en la literatura son las cuevas tectónicas (Tectonic Caves (en.)). Con este término se denominarían a las cavidades generadas por el movimiento de las rocas debido a esfuerzos tensionales (mechanical stress moving rocks; relief discharge). El término “cueva tectónica” es bastante ambiguo. Para algunos autores, la utilización del término tectónico no sería correcta debido a que implicaría procesos endógenos, cuando este tipo de cavidades consideran que se originarían por procesos exógenos. FILED (2002) las define como: “A cave formed by some form of ground movement. The most common is due to landsliding in a jointed rock, leaving an open fissure cave parallel to the line of the hillside

along the back of the slipped rock. Tectonic cave can form in any rock, as they do not depend on dissolution.”. SJÖBERG (1994a) utiliza el término cuevas neotectónicas (neotectonic caves) haciendo alusión a su formación asociada a la recuperación isostática de la costa de Suecia durante el postglacial.

En el NW de la Península Ibérica, como ejemplos de cuevas de fisura simples, tenemos As Ghallas, Serra do Galiñeiro, Vincios-Gondomar, Pontevedra. UTM (GWS84 29T 524.560, 4.665.780, 630). La cavidad se emplaza en un afloramiento de gneis de riebeckita (Hoja MAGNA50 261, IGME, 1978). Tiene un desarrollo total de 54 m y un desarrollo vertical de 12 m. La cavidad progresa paralelamente a la ladera siguiendo una fractura de dirección N40° E (figura 3.4.c y 3.5). Presenta un techo discontinuo formado por bloques suspendidos entre los labios de la discontinuidad. También existen algunos niveles o pisos intermedios (entre la cota 0 y su boca superior a +12 m) formados por bloques caídos dentro de la fisura. En las paredes de la cueva existen pequeños conjuntos de espeleotemas de ópalo.

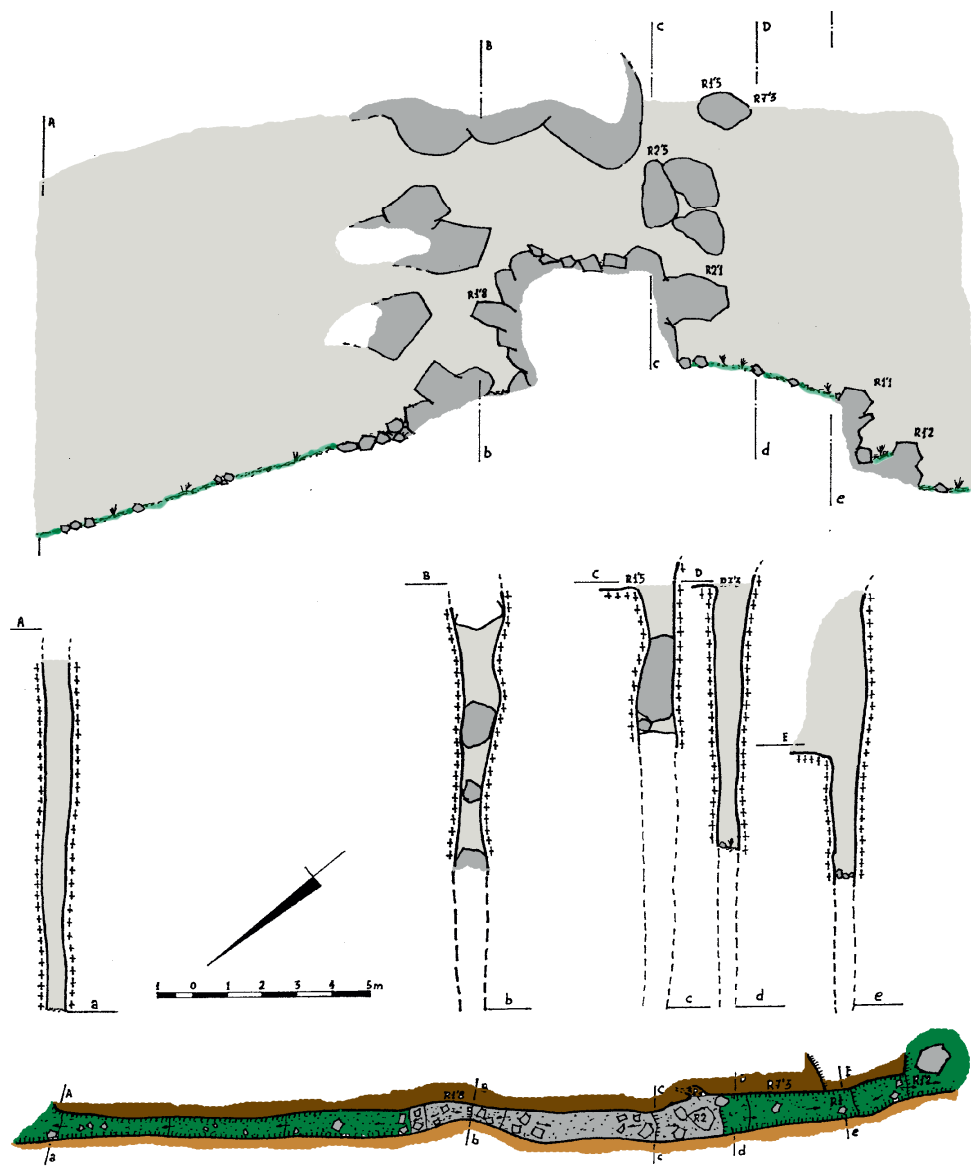


Figura 3.5: Topografía morfológica de la cavidad de fisura de As Ghallas realizada sobre la topografía espeleológica de base incluida en VAQUEIRO et al. (2004). Los recintos de color verde marcan las áreas dónde crece vegetación debido a la existencia de luz natural, y la falta de techo.

También existen cavidades de fisura simples techadas. Un ejemplo está Cova da Becha, UTM (GWS84: 29T 524.468, 4.665.061, 598) localizada en Serra do Galiñeiro, en una zona afectada por el periglacialismo y dónde la apertura y ensanchamiento de la fisura principal habría sido producida por la acción del hielo. STRIEBEL (1996) define un subtipo de cavidades de bloques (que no de fisura) originadas por gelivación (Ice Thrust Caves and Snow Thrust Caves (en.); Eis- und Schneeschubhoehlen (de.)). Otros autores (SJÖBERG, 1994) usan también el término “crevice cave” para referirse a cuevas de fisura modeladas por acción glaciar.



Figura 3.6: Afloramiento dónde se desarrolla la cueva de fisura llamada *Cova da Becha*. La galería principal es una fisura abierta de eje N30°W, con un buzamiento del plano de fractura de 85°-N60°W. Se puede apreciar el deslizamiento hacia el Este de los bloques y lajas situados en la parte superior del afloramiento. El deslizamiento de los grandes bloques se produce debido a que previamente existe el hueco o vacío definido por la fisura que constituye la propia cueva. M. Vaqueiro 2016.

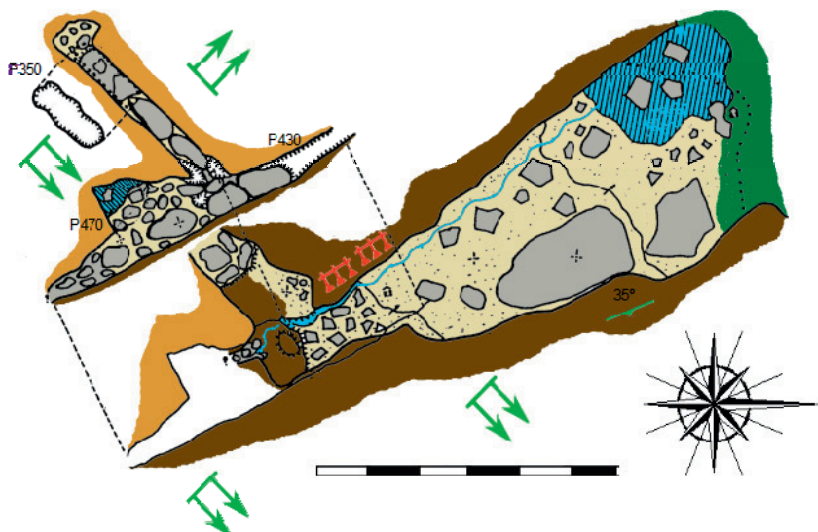


Figura 3.7: Topografía morfológica de la cavidad de *Cova da Becha* realizada sobre la topografía espeleológica de base incluida en VAQUEIRO et al. (2005).

Morfológicamente es una cueva de fisura alargada con una planta en V y que se reduce cuanto más se avanza hacia el interior. La cavidad se emplaza en un afloramiento de gneis de riebeckita (Hoja MAGNA50 261, IGME, 1978). La galería principal es una fisura abierta de eje N30°W, con un buzamiento del plano de fractura de 85°-N60°W. La roca presenta una marcada foliación con buzamiento al E. El techo está formado por bloques de gran tamaño, parte del propio afloramiento, deslizados a favor del plano de foliación. Ver figura 3.6. En las discontinuidades abiertas asociadas a este plano se desarrollan algunos conjuntos de biospeleotemas de ópalo-A. La fractura N30°W canaliza un pequeño manantial estacional. El afloramiento presenta pequeñas pías naturales en el exterior. Ver topografía y croquis de sección en figura 3.7.

Otro ejemplo de cueva de fisura techada es Casa Xoana en Monte Pindo, desarrollada en granodiorita biotítica (MAGNA50 93, IGME 1978). La cavidad se localiza (<http://es.wikiloc.com/wikiloc/view.do?id=3705118#>) en WGS84 latitud 42,893875, longitud -9,1169890, elevación 469 m. Ver figura 3.8. Es una cavidad muy llamativa por cuanto atraviesa la cumbre.

Las cuevas de fisura pueden alcanzar dimensiones significativas. Un ejemplo localizado en la zona de estudio lo tenemos en la llamada A Ghrenchá (la trinchera) en el sistema de cavidades de A Touba do Brión, Serra do Galiñeiro, Vincios-Gondomar, Pontevedra, con un desarrollo total (fisura principal y galerías asociadas) de más de 100 m y un desnivel de 18 m, y que se ha desarrollado asociada a una falla de dirección N30°E-N55°E (VAQUEIRO & VIDAL, 2012; VAQUEIRO et al. 2006: 55-56). Esta cueva presenta cuevas tipo lapa desarrolladas en su interior, por lo que se describe en el apartado 3.3.2 (ver figura 3.24).

Una de las mayores cuevas de fisura del mundo es Bat Cave en Herdenson County, Carolina del Norte, EEUU. Desarrollada en gneis (angen gneiss) (latitud 35°27'05"N, longitud 82°17'13W, altitud 451 m), con 1.693 m de desarrollo (CHABERT & COURBON, 1997) y 58 m de desnivel. PRIESTLEY & ELLISTON (2011:24) indican que la sala principal de esta cueva tiene 300 pies de largo y 85 pies de altura (aproximadamente 100 m de largo por 28 m de altura). Ver figura 3.9.

Pero las cuevas estructurales no son solamente simples discontinuidades lineales abiertas. Pueden combinarse varias diaclasas dando lugar a cavidades de fisura con planta compuesta en L, C, H e Y. Un ejemplo simple, con planta en C y desarrollo de unos 30 m, formada por el deslizamiento de un gran bloque, se ha localizado en Faro de Budiño, Porriño, Pontevedra, UTM (ED50 29T 534.206,98, 4.664.185,55, 359 m). La cavidad se emplaza en un afloramiento de granodiorita biotítico-anfibólica porfídica de grano grueso (Hoja MAGNA50 261, IGME, 1978). La cueva presenta los mismos rasgos morfológicos que la de As Ghallas, descrita anteriormente.

Un ejemplo más complejo lo tenemos en la sima de A Furna, Castelo da Furna, en Boivão, Valença, al norte de Portugal. La cavidad se localiza en UTM (ED50 537.286,11, 4.649.589,49, 532 m), en un afloramiento rocoso de granito porfiroide de grano muy grueso, de tonos rosados, asimilado con granitos de edad Hercínica (Hojas 1A y 1B; SGP, 1986a; 1986b). En este caso se combinan varias familias de grandes discontinuidades para originar una cueva-sima de 32 m de profundidad y 353 m de desarrollo. Ver figura 3.4.a. A grandes rasgos, la cavidad tiene una planta en forma de "Y", y se ha desarrollado en la intersección de varias familias de fracturas, de la que las principales son N245°E (N65°E) y buzamiento variable entre 63 y 68°-N335°E, y N255°E (N75°E). Existe una tercera familia, ortogonal a las

anteriores, de dirección variable entre N300°E y N315°E y buzamiento medio 68° - N35°E. Existen varios niveles de cueva formados no solamente por bloques caídos, sino también por deslizamientos de lajas hacia los vacíos generados en las diaclasas subverticales principales.



Figura 3.8: Vista de la cueva de fisura llamada Casa Xoana desde la senda que asciende de Peñafiel hacia A Moa, en Monte Pindo. M. Vaqueiro 2009.

En niveles profundos y en zonas en las que están presentes materiales alterados (granite grus), existen tubificaciones (pipping) guiadas por los planos de discontinuidad principal, y que presentan asociados pequeños manantiales subterráneos. Inclusive se aprecian secciones con perfil elíptico, asimilables con conductos desarrollados por erosión de materiales alterados. Esta cavidad preserva niveles arqueológicos importantes y conjuntos de bioespeleotemas de gran interés, tanto en ópalo-A como en pigotita. Se describe en detalle en el capítulo 4 de esta Tesis.

Cuando los elementos estructurales canalizan un curso subterráneo, la erosión posibilita el desarrollo de grandes cuevas. VIDAL ROMANI (1989: 124-125) describe la génesis de este tipo de cuevas: “Relacionadas con zonas de fragmentación y alteración subsiguiente en macizos graníticos pueden encontrarse cavidades producidas como consecuencia de la canalización del agua subterránea (TWIDALE, 1982), a través de ellas y de la erosión de la roca alterada allí...”. En la Península Ibérica se han estudiado varios sistemas estructurales de este tipo: O Folón (UTM GWS84 29T 519.833 4.670.251 200), Albarellos (UTM GWS84 29T 562.727 4.694.239 299), Adeghas (UTM GWS84 29T 574.765 4.695.387), Las Potras (UTM GWS84 29T 732.392 4.442.216 315), y Tronceda UTM (GWS84 29T 629.643 4.811.017 428).

Todos ellos están caracterizados por presentar un cañón techado relativamente lineal y que canaliza bajo tierra un curso de agua. Esto implica, como si fueran sistemas kársticos de transfluencia, que todos estos sistemas presentan en su cota más alta un sumidero donde el curso superficial es capturado en el sistema, y una surgencia, en su cota más baja, donde el río aflora y vuelve a circular por superficie en canal abierto.

El sistema de O Folón, localizado en Vigo, Pontevedra tiene un desarrollo topografiado de 925 m y -32 m de desnivel. El sistema se ha desarrollado en granito de feldespato alcalino con intrusiones de leucogranitos y granitos moscovíticos (Hoja MAGNA50 – 223, IGME, 1978). Aunque aparenta ser un sistema de bloques que techan un río, la estructura subyacente de la cueva es un cañón subterráneo, parcialmente colapsado formando deslizamientos cruzados sobre el río subterráneo, y asociado principalmente a una falla de desgarre tardihercínico de dirección N170°E (IGME, 1982). Presenta una estructura de curso policíclico con desplazamientos y encajonamientos sucesivos del curso de aguas, lo que da lugar a la existencia de tramos de curso abandonado, colgados en diversas cotas sobre la línea de base actual y a lo largo del sistema. Los desplazamientos y encajonamientos se producen a favor de distintas familias de discontinuidades subverticales. Internamente el sistema progresa siguiendo la intersección de fracturas de direcciones aproximadas N30°E (con buzamiento 70° – N60°W, y que sería fracturas asociadas a fallas normales, localmente correspondientes con una etapa de distensión Mesozoica) y que han dado lugar a escalonamientos en el curso subterráneo, y a fracturas de direcciones, N60°E, N60°W y N160°E (familias de fracturas Riedel derivadas de la falla de desgarre) siendo el conjunto un cañón de planta sinuosa. En algunos puntos de la cueva el cañón conserva un canal en U con un desarrollo vertical que supera los 10 m. Una de las particularidades del sistema es la presencia de varios paleoniveles, con conductos incisos adaptados al buzamiento de la estructura de las, y a la intersección de esta con la falla que guía el sistema. (VAQUEIRO, 2003; VAQUEIRO et al., 2006).

Como contraste con las cuevas de fisura descritas anteriormente, estos sistemas estructurales se caracterizan por las superficies (paredes y suelos) pulidas y por la presencia (individuales, en superposición, o coalescentes) de microformas de erosión, principalmente marmitas y acanaladuras.



Figura 3.9: Galería principal de *Bat Cave*. Fotografía de Alan Cressler (www.flickrriver.com: Photoset 'Caves North Carolina')

En los distintos paleoniveles se han localizado ritmitas y otras formas deposicionales, destacando depósitos y bioespeleotemas de pigotita y ópalo-A. En el sistema de O Folón parte de las acumulaciones de bloques que techan el río han demostrado ser colapsos locales provocados por el deslizamiento transversal y longitudinal de los bloques que estructuran los paleoniveles más antiguos (VAQUEIRO, 2006). Esta cueva se describe en detalle en el capítulo 4 de esta Tesis.

Otro de los grandes sistemas de cuevas de este tipo es Albarellos, en Beresmo, Avión, provincia de Ourense. La cavidad se emplaza en granodioritas intrusivas (pre-sincinemáticas fase 3) con claros contactos con las series metamórficas adyacentes (MAGNA50 186, IGME, 1978). El sistema es en realidad un gran cañón techado y que canaliza el río Avia durante 295 m de longitud, salvando un desnivel de 36 m. El cañón es ligeramente sinuoso, aunque mantiene una orientación N130°E-N160°E. Parece haberse desarrollado en el plano de intersección de dos estructuras de las convergentes. Hasta la fecha se han topografiado 842 m de galerías y pasajes, de las cuales una parte importante se corresponden con (paleo)niveles colgados durante el proceso de excavación-incisión. El rasgo más llamativo de esta cavidad son las formas de erosión y cuya coalescencia define el paisaje subterráneo. El canal es una sección en U en unos tramos, y en Y en otros, y que supera los 11,5 m de profundidad, con ancho medio de 5 m. Esta cueva se describe en detalle en el capítulo 4 de esta tesis.

Esta misma configuración de cueva, con un cañón sinuoso asociado a la intersección de dos estructuras de las convergentes, se produce en el Sistema de Tronceda. Esta cavidad se emplaza en granito de dos micas (granodiorita tardía) (MAGNA50-24, IGME 1977), al noroeste de Modoñedo, en el curso del río Tronceda entre las poblaciones de Tronceda y Cabana. El sumidero de este sistema se sitúa unos 153 m por debajo del azud de la minicentral de Tronceda. La cueva canaliza el río en un cañón subterráneo de 195 m de desarrollo proyectado, y traza un gran meandro del río aparentemente definido entre tres domos graníticos. Se estima que el cañón alcanza los -15 m por debajo de la estructura de bloques. Los bloques en general provienen de ambas vertientes, si bien en tramos claramente predominan los deslizamientos y colapsos de una u otra estructura de exfoliación (sheet structure) de las. Los bloques caídos son de gran tamaño, llegando a cubrir el ancho total del cañón. Muchos de estos grandes bloques asientan sobre bloques redondeados de tamaño medio, y que a su vez apoyan sobre roca fragmentada que aparentemente se corresponde con una terraza o plataforma rocosa rota. Todo ello parece indicar existieron varias fases de movimiento en las vertientes algunas de gran energía.

En profundidad el cañón presenta rotura de su escarpe con desplazamiento y rejuego de los bloques que conforman sus paredes. Los grandes bloques apoyan en las dos orillas del cañón y conforman un techo semicontinuo de amplia luz. Esto da lugar a espacios subterráneos de gran volumen.

La acumulación superficial de bloques aparece a su vez fosilizada por un suelo sobre el que se ha desarrollado vegetación. Próximo al sumidero existe una dolina de colapso en el curso alto de este sistema. En el perímetro de la misma existe una terraza fluvial de hasta 2 m de potencia formadas por arenas y limos, y que corona el límite de la dolina. Esta terraza también tienen actualmente cobertura vegetal.

Prácticamente no se aprecian formas de erosión en superficie. Solamente se han identificado dos marmitas superficiales desarrolladas sobre una rampa granítica próxima a la surgencia. Esta rampa se ha interpretado como parte del nivel primigenio del curso, previa incisión y desarrollo del cañón.



Figura 3.10: Descendiendo la cascada de 6 m de altura del sistema de O Folón. En la parte derecha de la fotografía se aprecian fragmentos de marmitas caídos entre las paredes de la encañonada por la que progresa el curso subterráneo. M. Vaqueiro 2010.

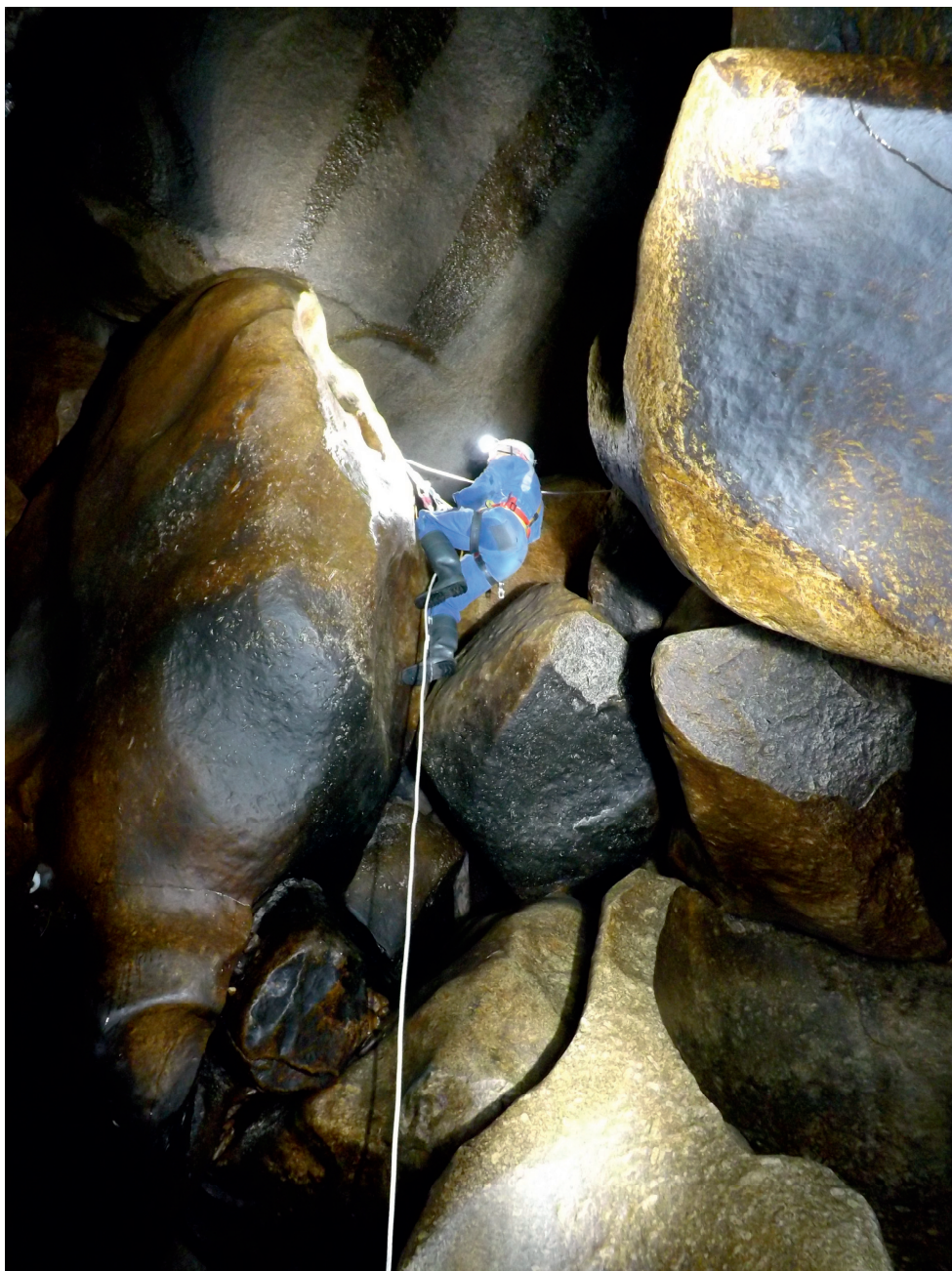


Figura 3.11: Descendiendo pozo *Maravillas*, unas grandes marmitas escalonadas y rotas en el sistema de *Albarelos*, en el sector denominado *Gigantes*. Desde la base de la marmita, en el canal activo, hasta el techo de bloques hay 11 m de altura. M. Vaqueiro 2014.

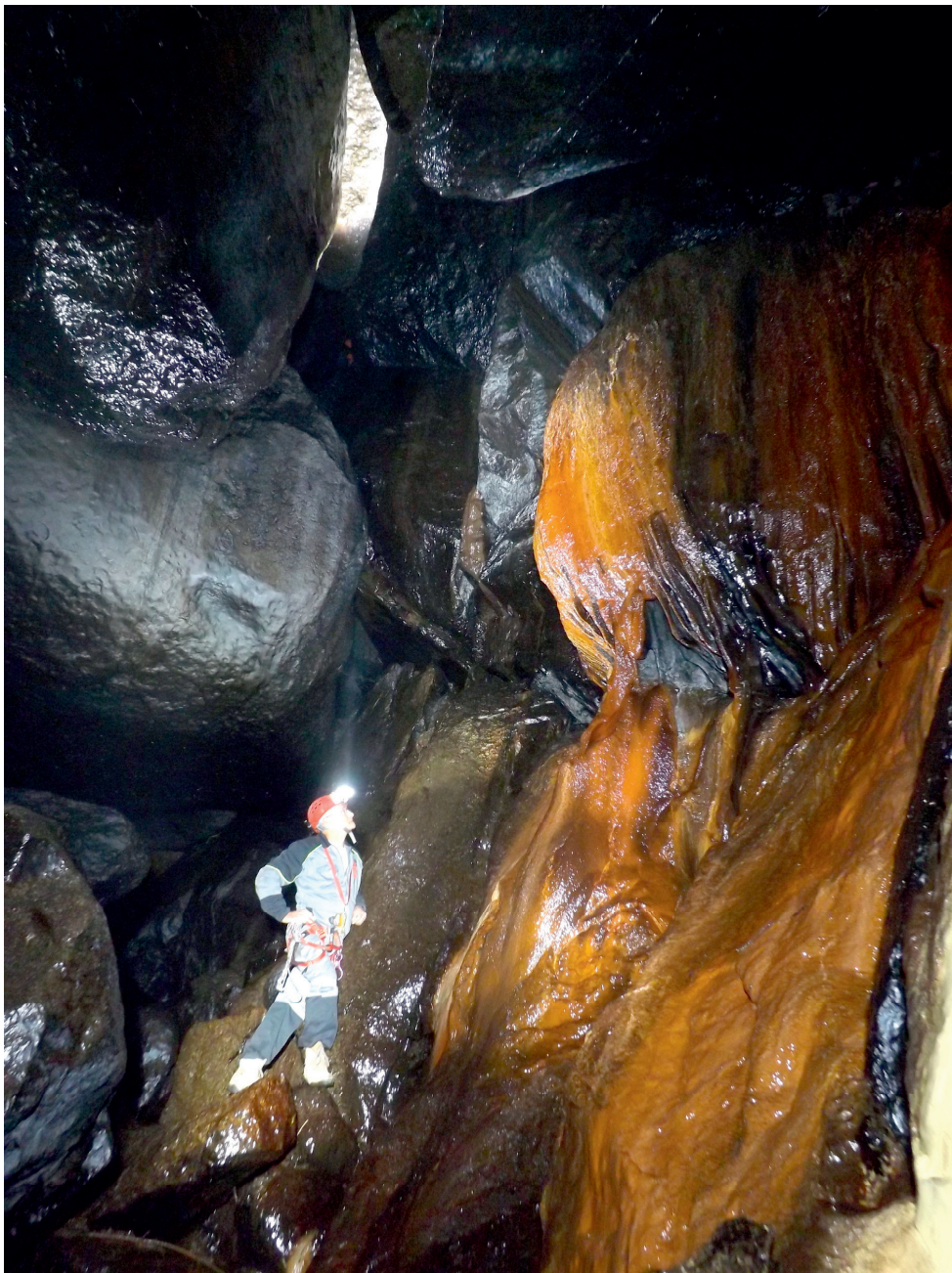


Figura 3.12: Gran colada de pigotita en una de las salas principales del sistema *Tronceda*. La sala tiene unos 9 m de altura y un ancho de 5 m. No se ha completado la exploración de la cavidad y no se dispone de topografía morfológica. M. Vaqueiro 2016.

El cañón subterráneo presenta paredes pulidas y sinuosas. Existen marmitas colgadas y retazos de marmitas en bloques colgados y desplazados en los niveles altos. En el canal activo la mayoría de las marmitas observadas son de pequeño tamaño, aunque se aprecian trazas de lo que pudieron ser marmitas de gran diámetro. La separación entre paredes (anchura) del cañón no parece superar los 5 m. Solamente se ha localizado una marmita entera y con un diámetro próximo a estos 5 m. Aparentemente la cavidad presentan dos “niveles”. El formado por el cañón, y un nivel superior que arranca sobre una plataforma rocosa en la que asientan los bloques caídos.

En los pasajes subterráneos de este nivel alto, a unos 8 m sobre el curso activo, los bloques presentan una pátina continua que los cubre, con pequeñas concavidades rellenos de finos en toda la superficie del bloque. Entre los grandes bloques se han identificado varios tipos de depósitos: Unos formados por arenas y limos, indicadores de transporte de baja energía; de forma aislada, pero se evidencian a lo largo de todo el sistema, cantos rodados de cuarcita de tamaño decimétrico, que sugieren un transporte de mayor energía (existen cuarcitas río arriba, en la vertiente Suroeste de esta cuenca); depósitos de bioespeleotemas de pigotita, cuya morfología y estado de conservación sugiere la ausencia de avenidas durante largos períodos o la existencia de avenidas esporádicas.

En el tramo central del sistema produce la intersección del canal con un aporte lateral que proviene de la vertiente oeste-noroeste. El cañón se amplía en esta zona dando lugar a una sala más voluminosa y que presenta una interesante colada (flowstone) de pigotita de gran tamaño (ver figura 3.12 y 5.9.b) y que hasta ahora es la de mayores dimensiones de todas las estudiadas en el Mundo. En su parte baja esta colada fosiliza algunas marmitas. El curso activo se sitúa unos 3 m por debajo de la base del espeleotema.

Este sistema es uno de los pocos que presenta suelo con cobertura vegetal encima de la estructura de bloques, lo que también hace presumir que los eventos de desborde del cañón con reactivación de paleoniveles son muy esporádicos.

En la Península Ibérica, pero fuera de Galicia, se ha estudiado el sistema de Las Potras, localizado en Montehermoso, provincia de Cáceres. Este sistema se emplaza en granito de dos micas (+/-Sillimanita+-Andalucita) con carácter porfidico variable (MAGNA50 597, IGME 1988). Canaliza el arroyo del Bronco, cuenca definida localmente por una falla de dirección aproximada N52°E, a lo largo de unos 350 m de canal subterráneo. El canal está formado por la coalescencia de marmitas turbillonares de tamaño variable apreciándose inclusive formas de hasta 5 m de diámetro. También se han identificado formas de erosión superpuestas, inclusive colgadas en bloques rotos, lo que apunta a la existencia de algún paleonivel representativo de un estadio intermedio durante la incisión y excavación del canal actual. El curso se presenta techado, no habiéndose determinado que partes del sistema se corresponden a rejuegos propios (derrumbe del cañón) o a colapsos de la vertiente.

La figura 6.13 muestra el caudal y altura del Arroyo del Bronco en su estación foronómica 3185. Puede apreciarse la variabilidad del caudal, destacando avenidas puntuales que consituyen episodios o eventos de carácter torrencial. Se han observado numerosas marmitas de diámetro inferior a 1 m con rellenos de guijarros y cantos rodados heterométricos con tamaños centi y decimétrico que fosilizan las formas. SANCHEZ-ALCON (com pers. 2014) señala la movilidad de estos rellenos, con vaciado y reactivación de las formas, durante estos eventos torrenciales.

Se han identificado pequeñas deposiciones de pigotita próximas al canal activo y bioespeleotemas de ópalo en pequeñas cavidades situadas en la vertiente y talud que delimita la vaguada.

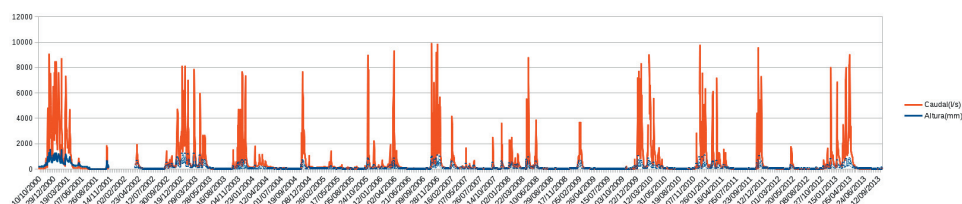


Figura 3.13: Curva de carga del río Bronco. Datos de la estación foronómica 3185 (fuente CEDEX: <http://ceh-flumen64.cedex.es>)

Dentro de este sistema existe una cúpula relativamente amplia, en cota de canal activo, en la que anidan quirópteros. La sala presenta un relleno importante en guano, con desarrollo visible de micelos presumiblemente de *Histoplasma capsulatum*, levadura que en el estado saprófito presenta este crecimiento, y que consituye un importante riesgo biológico para los visitantes del sistema. El desarrollo de estas colonias (y de los depósitos de guanos asociados) conlleva la existencia de periodos inactivos, o de bajo caudal, prolongados.

Existen referencias a sistemas similares en otras zonas del mundo, aunque los datos extraídos de las mismas no han permitido confirmar si las cuevas son ríos de bloques o sistemas estructurales. Entre ellos destacan los sistemas de Milllerton Lake, Hurricane Cave y TIFGC (Take it for granite cave) en EEUU.

Millerton Lake Cave System se localiza en Big Sandy Creek (37°03'37.8"N 119°33'56.0"W), Fresno County, en California (EEUU). La figura 3.17 incluye una lámina con la topografía de este sistema facilitada por su autor Bob RICHARD (1996). El perfil longitudinal y las secciones transversales permiten apreciar la existencia de un estrecho y profundo cañón de paredes continuas y techado por bloques. Este sistema canaliza el curso del río San Joaquín durante más de 956 m, y salvando un desnivel de 41 m. El sistema se desarrolla en tonalita (Blue Canyon Tonalite) y está formado por tres grandes cuevas: Upper Millerton Lake Cave, Middle Millerton Lake Cave y Lower Millerton Lake Cave. Las dos cuevas altas Upper y MiddleCaves están separadas por un colapso que permite un apretón de manos entre personas situadas en distintas cuevas, pero no el tránsito físico de una a otra. Middle y LowerCaves están separadas por una zona de copaso, llamada The Missing Link, no existiendo conexión transitable conocida entre ambas.

Uno de los rasgos más llamativos de estas cuevas son las formas de erosión, destacando especialmente la profusión de marmitas encadenadas de grandes dimensiones, los pseudo-gubiazos (scallops) en las paredes (ver figura 3.18), pendants y acanaladuras.

BUNNEL (2012) describe la cavidad como sigue: “The cave system at Millerton Lakes is the world's most notable example of a corrasional cave (i.e., scoured out by abrasive material, rather than dissolved) formed in granite. Almost a mile long, it has been sculpted over thousands of years by an active creek that runs year-round. Caves in granite are far less common than those formed in limestone or marble, and typically are just passages among boulder piles. Millerton, by contrast, has been sculpted along an unusual convergence of a fault and a joint, and has beautiful stream-cut canyons in solid bedrock. It is noted for its well-developed speleogens such as sculpted blades, flutes, pendants, and potholes in bedrock. Besides its scientific value, the cave offers unique recreational opportunities.



Figura 3.14: Canal de *Las Potras* bajo el sumidero. El curso que se muestra torrencial en invierno se mantiene prácticamente estancado durante el verano. El canal enlaza sucesivas marmitas a lo largo del sistema. M. Vaqueiro 2014.

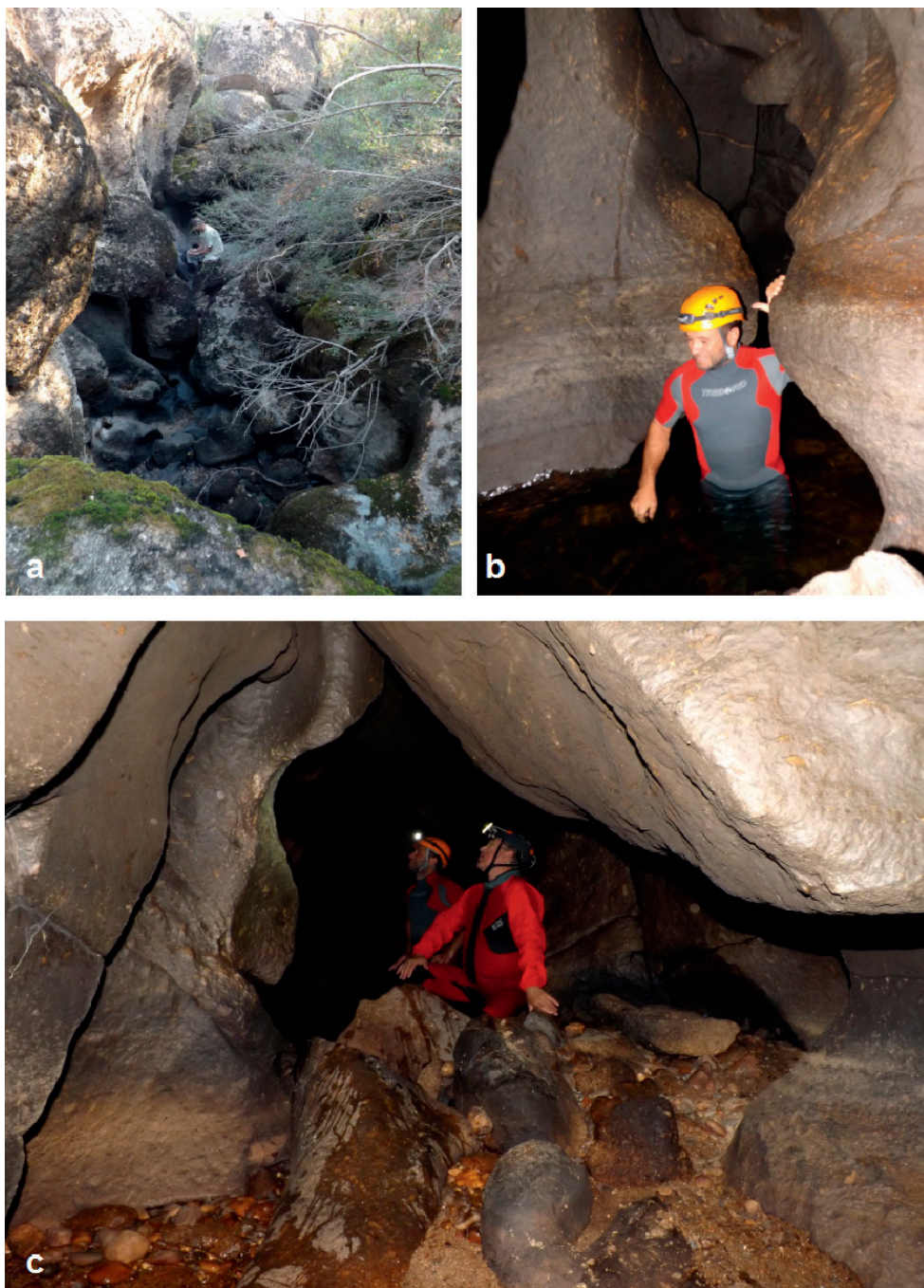


Figura 3.15: Sistema de *Las Potras* de Montehermoso: (a) Canal del sumidero; (b) canal subterráneo formado por marmitas coalescentes. (c) Los derrumbes principales parecen deslizamientos desde la vertiente S, producidos a favor de planos de exfoliación. La salida de esta pequeña sala está obstruida por un colapso. Ello provoca la retención de bloques y cantos rodados, rellenando progresivamente el canal. M. Vaqueiro 2014.



Figura 3.16: Sistema de *Las Potras de Montehermoso*: (a) Como muchos otros sistemas estructurales similares, a medida que nos aproximamos a la surgencia el encañonamiento subterráneo pierde sus límites y la morfología se aproxima a la de un río de bloques. (b) Detalle de los niveles colgados en el curso alto de la cueva (c) Galería amplia próxima a la surgencia formada por el deslizamiento de grandes bloques. M. Vaqueiro 2014.

En la cartografía de RICHARD (1996) (figura 3.17) se indica la existencia de una colada (flowstone) localizada en un nivel de galería colgado y aislado del curso de aguas en Middle Cave. Aunque la resolución de las fotografías no permite confirmar el tipo de espeleotema, las coloraciones y aspecto son similares a las coladas de pigotita localizadas en otros sistemas en granitos.

Hurricane Cave System se localiza en Hurricane Canyon Natural Area (38.8752674°N, 104.9683114°W, 2559 m), en el Paso County, Colorado (EEUU). Con un desarrollo de 553 m el curso subterráneo salva un desnivel de 168,5 m. La figura 3.19 muestra la topografía de este sistema publicada por FRAZIER (1997:14). El autor define la cueva como un pasaje excavado en el substrato y cubierto por los bloques: “Hurricane Cave is formed entirely from the 1.0 billion-year old Pikes Peak granite. The cave is an amalgamation cave consisting of bedrock passage covered with talus and soil. Tectonics, glaciation, grussification and dissolution have all played some part in the speleogenesis of the cave. Tectonics resulted in jointing, faulting, and regional uplift. The widely spaced jointing allows the granite to break up into very large boulders and talus, which are able to bridge over and cover the active stream in the cave. The linear pattern of the cave is apparently related to a fault. Regional uplift resulted in the topographic relief and the steep hydraulic gradient that gave the stream the power to incise the granite faster than surface weathering could erode the surrounding granite hills and cliffs.

The topographic relief and increased hydraulic gradient also increased the flow of water through the joints, thus accelerating grussification, dissolution, and in some cases may have resulted in small-scale spring sapping within the cave. Glaciation may also have played a role in the speleogenesis of Hurricane Cave. Increased runoff from Pleistocene meltwater may have increased the erosional power of the stream that runs through the cave. Additionally, because CO₂ is more soluble in cold water, the meltwater from the glaciers would have had a higher CO₂ content and would have been a more aggressive agent for the dissolution and grussification of the granite.

Grussification of the Pikes Peak granite is probably the most important mechanism in the development of the cave. The granite readily breaks down into gravel as the abundant biotite contained in the granite hydrolyses and oxidizes to clay and iron-oxides. This phenomenon is especially prevalent along joints and faults. The gravel is then washed away by stream erosion and spring sapping. This produces narrow canyons along the joints and faults which are easily roofed over by talus and soil. Spring sapping along the joints can also result in the formation of bedrock passages, which are roofed with solid granite.

Many of the features in the cave can be used to point out facets of speleogenesis. In the Fm land area, stream erosion has formed vadose canyons with beautifully sculpted speleogens. At the T-Slot, where the cave structure is dependent on bedrock composition the stream has cut laterally into the cave walls. The cave has several incised meanders and occasionally a solid bedrock ceiling such as that seen at the Sandbar. “

Esta cueva parece caracterizada por un cañón vadoso que la define, por lo que se ha incluido como cueva estructural y no como río de bloques.

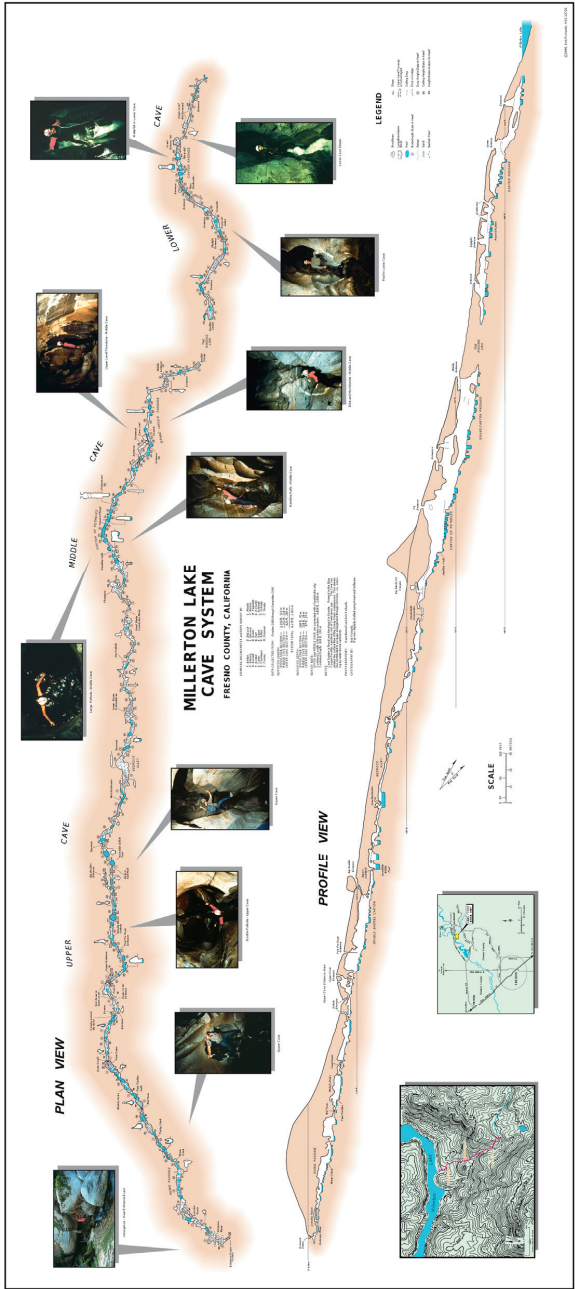


Figura 3.17: Lamina topográfica de Millerton Lake Cave System, cortesía de Bob RICHARDS (1996)

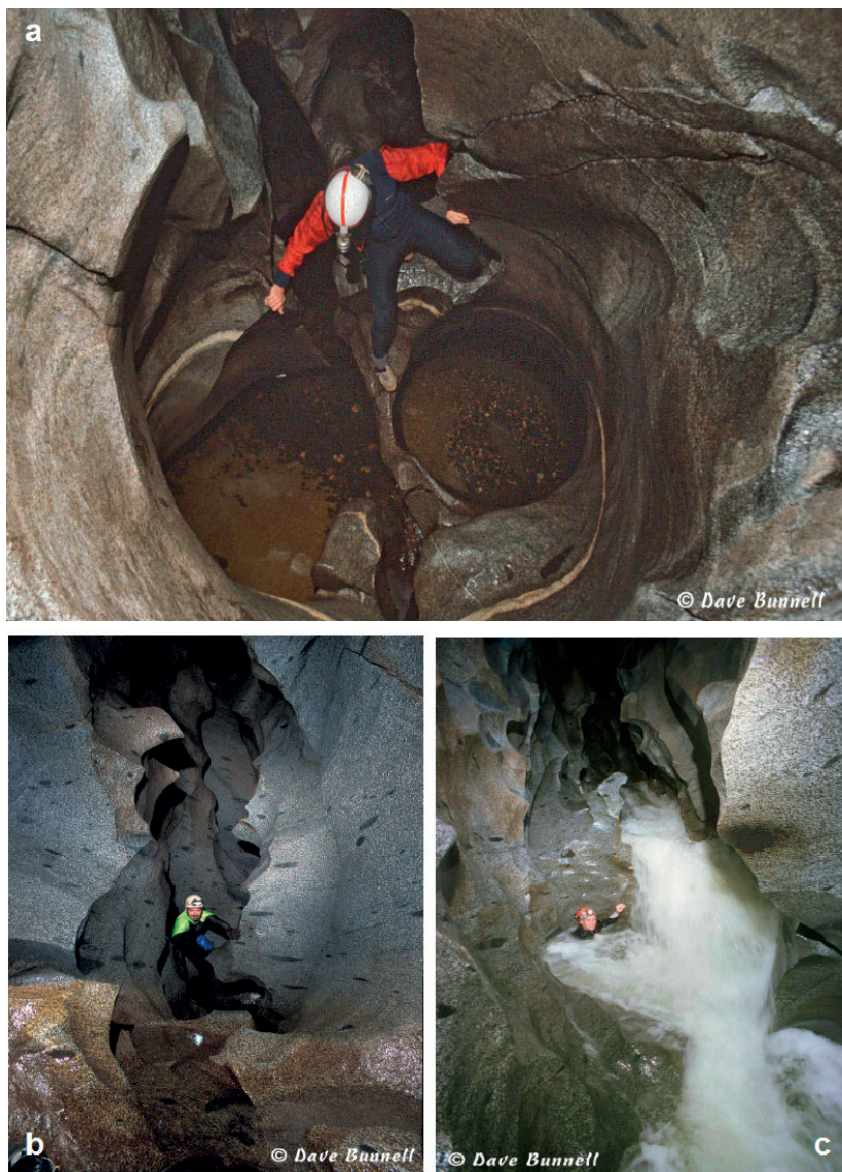


Figura 3.18: Fotografías del cañón de Millerton Lake Caves en las que se puede apreciar la profusión de formas de erosión en las paredes y fondo del canal. Fotografías cortesía de Dave Bunnell uno de los topógrafos y fotógrafos que aparecen en la topografía de RICHARD (1996). Las imágenes se incluyen con autorización de su autor y han sido descargadas de su web <http://www.goodearthgraphics.com/Millerton/>.

El espeleólogo y topógrafo BUNNEL ha facilitado fotografías y documentación de una tercera cueva, el sistema TIFGC (Take it for granite cave) en Tuolumne County, California (EEUU). La figura 3.20.a muestra el modelo digital del alzado de parte de este sistema. Las fotografías 3.20.b y 3.20.c que ha facilitado pertenecen a este tramo de curso subterráneo que incluye una cascada con varios fraccionamientos. Se pueden apreciar, al igual que los sistemas precedentes, la superposición y coalescencia de las formas de erosión. Este tipo de forma son las que definen y particularizan el paisaje subterráneo. Constituyen el rasgo principal de este canal estructural.

En este sistema se han localizado dos tipos de espeleotemas (com. Pers. BRUNNEL, 2016), si bien no se han identificado mineralógicamente. Uno de los grupos de espeleotemas son descritos como costras botroidales similares a “coraloides” (popcorn) por lo que cabría asimilarlas a formas nodulares de ópalo-A.

Otro de los grupos son espeleotemas de calcita (ver figura 3.21). Se localizan en la llamada Calcite Room, zona inferior derecha de la topografía de la figura 3.20. Son formas abanderadas (formas compuestas de flujo goteo) y que tienden a perfilar los cantos de los bloques. Puede apreciarse también como el cañón tiende a rellenarse con bloques (fragmentos) pulidos que formaban parte de formas de erosión localizadas en cotas más elevadas.

Los ejemplos de cuevas estructurales que se han citado dentro de este apartado muestran el fenómeno escalado, partiendo de una fisura simple hasta llegar al desarrollo de un cañón subterráneo:

- As Ghallas, ausencia de agua.
- Toubá do Brión, manantial subterráneo, escasa potencia.
- A Furna, manantial subterráneo, escasa potencia. Tubificaciones.
- O Folón, transfluencia y manantiales, cursos de intensidad moderada. Pocas formas de erosión superficiales. Numerosas formas de erosión subsuperficiales. Incisión favorecida en falla. En general marmitas de pequeño diámetro. Tubificaciones y paleoniveles.
- Las Potras, transfluencia y manantiales subterráneos, cursos torrenciales. Pocas formas de erosión superficiales. Numerosas formas de erosión subsuperficiales. Algunas grandes marmitas.
- Tronceda, transfluencia y manantiales, cursos de intensidad moderada. Pocas formas de erosión superficiales. Numerosas formas de erosión subsuperficiales. Predominio de marmitas de tamaño medio. Algunas grandes marmitas. Cañón relativamente profundo.
- Albarelos, transfluencia y manantiales, cursos de elevada intensidad. Numerosas formas de erosión superficiales. Numerosas formas de erosión subsuperficiales. Grandes marmitas. Cañón profundo.

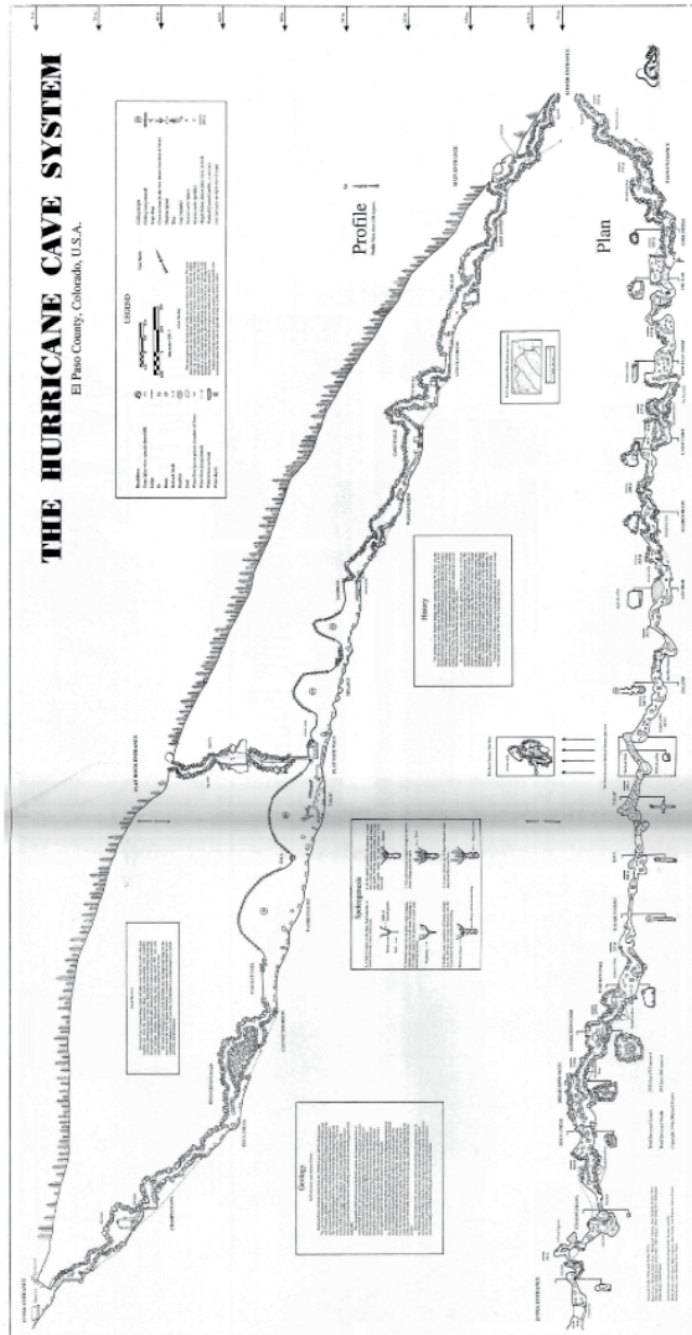


Figura 3.19: Topografia de *Hurricane Cave*. FRAZIER (1997:14).

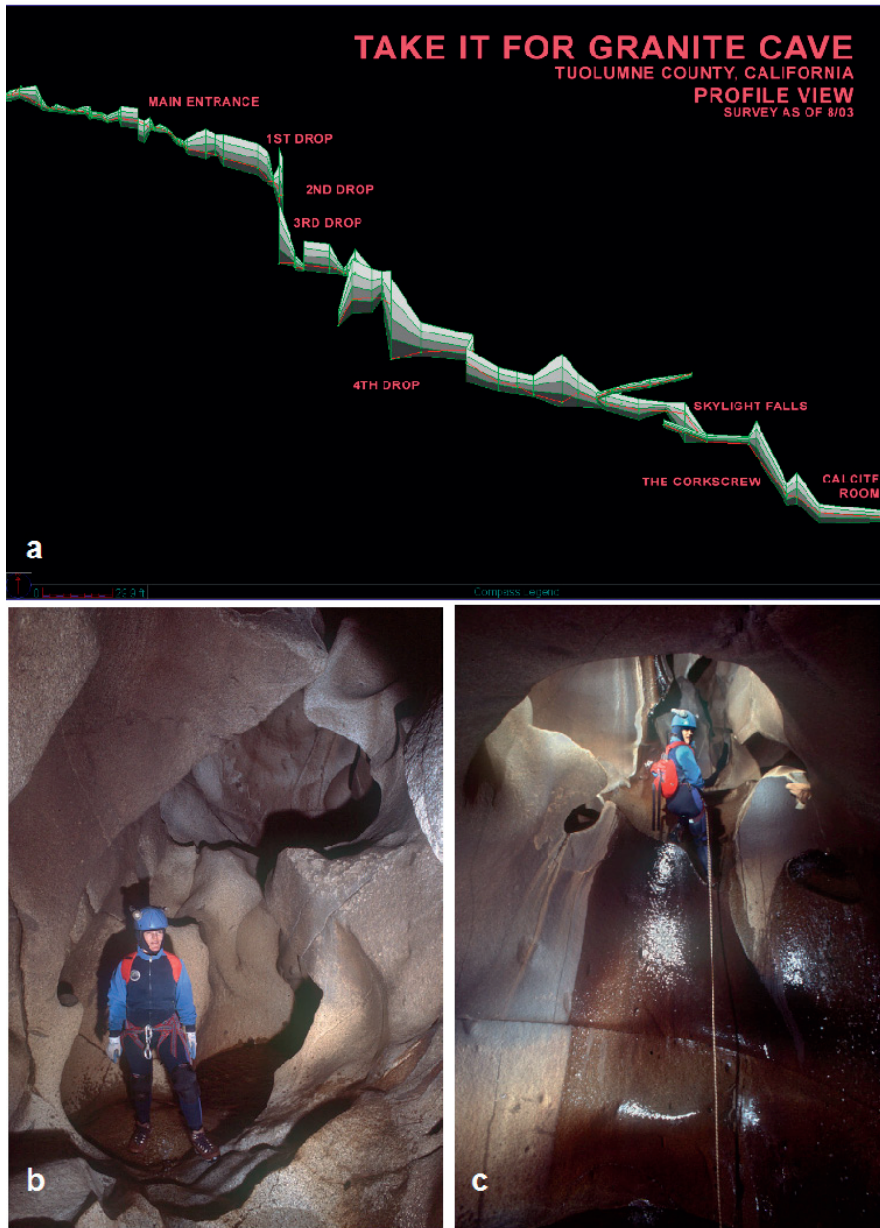


Figura 3.20: Sistema estructural TIFGC (Take it for granite cave): (a) Modelo del curso alto del sistema. (b) y (c) fotografías del canal de erosión correspondientes a la zona de la cascada de 4 tramos. Las superficies son pulidas y onduladas, caracterizadas como tubos de alta velocidad. Topografía y fotografías cortesía de D: BUNNEL (com. Pers. 2016)



Figura 3.21: Espeleotemas de calcita localizados en la llamada Calcite Room, en el sistema estructural TIFGC (Take it for granite cave). Los espeleotemas perfilan los cantos de los bloques y fragmentos de formas de erosión caídos. Fotografía cortesía de D: BUNNEL (com. Pers. 2016)

3.3.2. Cuevas desarrolladas a favor de bandas de cizalla

Una de las oquedades más simples, y que consisten en un vacío desarrollado en el interior del sustrato (granítico) son las que denominamos cuevas tipo lapa. Este término gallego significa entre otras cosas “cueva o cavidad; piedra grande puesta encima de paredes para que sirva de cubierta. Lat.Lappa” (ALONSO ESTRAVÍS, 1995), o también “cavidad profunda en una roca que forma un abrigo” (XERAIS, 2006). En Morgadães (ayuntamiento de Gondomar, provincia de Pontevedra) este término aparece como parte del microtopónimo popular para designar ex profeso a las cuevas y morfologías de este tipo (VAQUEIRO, et al. 2006: 55-56).

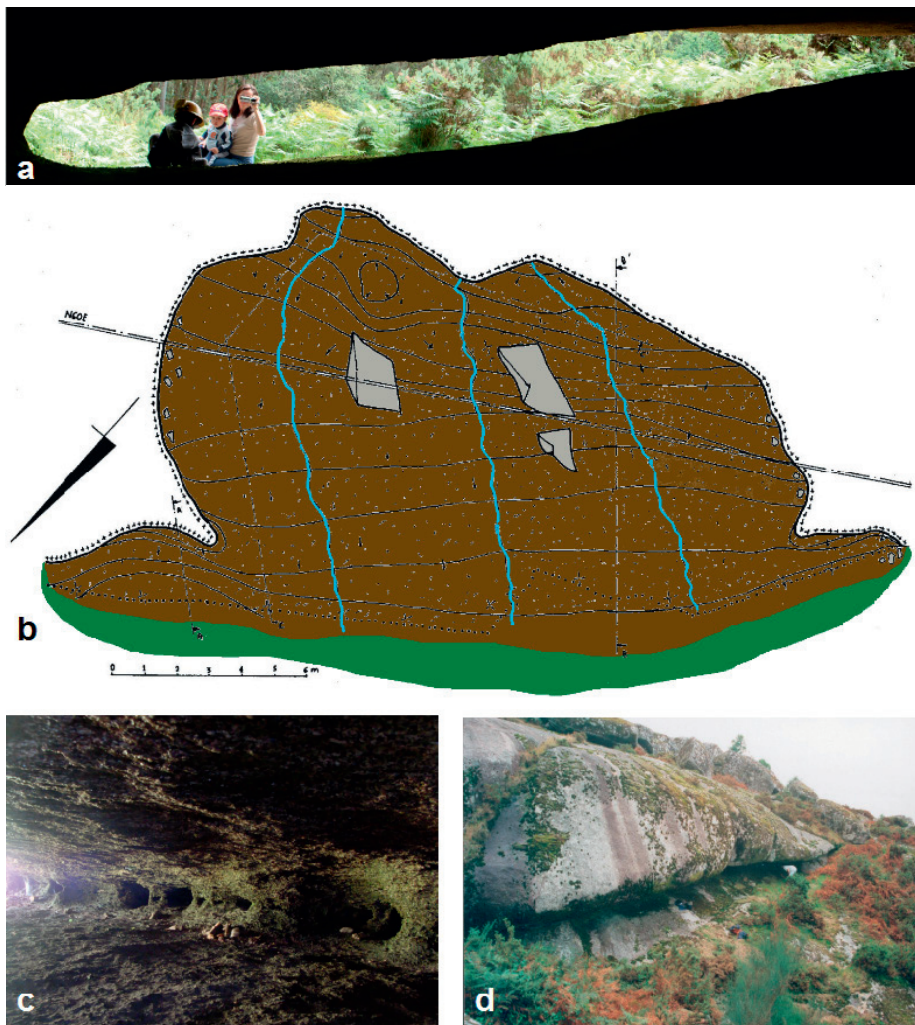


Figura 3.22: Lapa da Moura: (a) Sección parcial de la boca de la cavidad mostrando su forma elíptica. Fotografía tomada desde el interior; (b) topografía morfológica (VAQUEIRO & VIDAL, 2012); (c) tubificaciones desarrolladas en el perímetro de la cueva; (d) vista general de la boca de la cavidad.

Una lapa es una cavidad desarrollada dentro de una banda de cizalla asociada a una estructura de lasjas. Aparece en la literatura como *sheet tafoni* (TWIDALE & BOURNE, 2008): “In granite terrains niches and shelters are a fairly common occurrence. Some are attributable to weathering along sheet fractures to produce sheet tafoni”. La cavidad se forma por alteración diferencial del material fallado frente a los materiales más duros y que limitan o confinan esa banda, por lo que los límites interiores de la cavidad, su equivalente a las paredes o contorno, techo y suelos, están formados por roca continua.

Generalmente la boca de la cavidad marca el punto de menor cota. La cavidad evoluciona siguiendo la pendiente ascendente de la banda de cizalla, y así el material alterado es evacuado gravitacionalmente en forma de granos o fragmentos, lo que facilita el crecimiento de la cavidad. Algunas de estas cavidades presentan tubificaciones en el perímetro de la cueva, e incluso pequeños manantiales estacionales de escaso caudal.

Como primer ejemplo citar la cueva de Lapa de Moura, localizada en Serra do Galiñeiro, en Morgadães, ayuntamiento de Gondomar (VAQUEIRO et al. 2005: 55-56). La cavidad se localiza en (GWS84 UTM: 29T 524.835, 4.663.388, 520). La figura 3.22.b muestra la planta morfológica (VAQUEIRO & VIDAL, 2012) elaborada a partir de la topografía espeleológica (VAQUEIRO et al. 2005: 55-56). La cavidad se emplaza en granito de dos micas (MAGNA50 261, IGME, 1978).

Si asimilamos la sección en planta de la cavidad a una forma hemielíptica, tendríamos un radio menor de unos 13 m, y un ancho de boca (diámetro mayor) de unos 23 m. La superficie de la cavidad se ha estimado en unos 286 m². La cavidad presenta un desnivel entre la boca y el punto más alto de +5 m. La pendiente es de unos 25°-N310°E, y la altura media, relativamente uniforme en toda la lapa, es de 0,4 m, si bien varía desde los 1,7 m en la boca hasta los 0,3 m en el fondo. Como rasgos morfológicos reseñables de este espacio subterráneo destacan la presencia de espeleotemas de ópalo-A en la bóveda en la zona más alta de la cavidad, y la presencia de tubificaciones y alveolizaciones en el perímetro de la cavidad (ver figura 3.22.c).

Otro ejemplo de lapa es la cueva llamada Cova da Paralia en Cangas (ED50 UTM 29T 520.601 4.683.480), emplazada en una graniódorita con megacristales feldespáticos (MAGNA50 223, IGME, 1978). La primera parte de la cavidad es horizontal (ver topografía figura 3.23) y su techo está formado parcialmente por bloques caídos. El segundo tramo de la cueva es una lapa asociada a una banda de cizalla que buza (localmente) entre 40-55°. La cueva tiene un desarrollo de 11 m y un desnivel de +3,5 m. Como formas asociadas aparecen espeleotemas de ópalo-A en algunas zonas del techo y espeleotemas de pigotita con morfología de flujo, en la pared Este. En este otro caso el frente de evolución es más irregular. Se aprecian algunas alveolizaciones aisladas en el perímetro, e incluso existe un conducto accesible, paralelo al frente de avance, y en la parte superior de la lapa. La marcada foliación y pendiente provocan la caída de pequeños fragmentos de roca con forma de paralelepípedo,

Las cuevas tipo lapa no son formas aisladas. Pueden aparecer varias cuevas en el mismo afloramiento agrupadas o asociadas, (ver VAQUEIRO et al. 2011) a favor del sistema de laminas de exfoliación que afectan al domo granítico. Como ejemplo destaca el conjunto de cuevas que forman A Touba do Brión, en la Serra do Galiñeiro, VINCIOS - Gondomar. En este sistema de cuevas, localizada en (GWS84 UTM 29T 523.151, 4.665.116, 343) se combinan varios tipos de cueva. La cueva principal es una gran trinchera subvertical de 18 m de profundidad (VAQUEIRO, 2005), y que corta verticalmente la estructura de lasjas existente. Asociadas con esta estructura de lasjas se han localizado 6 cuevas tipo lapa y que se desarrollan en ambas paredes de la trinchera y en el perímetro del residual granítico, si bien solamente tres de estas lapas presentan un desarrollo digno de mención. Una modificación actualizada de

la cartografía geomorfológica de esta cueva (VAQUEIRO & VIDAL, 2012) se incluye en la figura 3.24.



Figura 3.23: *Lapa* de A Paralaia: (a) topografía morfológica con sus secciones de referencia; (b) Fotografía interior correspondiente con la sección B-B'. La mancha rojiza delante del espeleólogo es la colada de pigotita localizada en la cavidad; (c) fotografía interior correspondiente con la sección topográfica C-C'. En ambas fotografías se aprecia la marcada foliación de la roca.

Las dimensiones finales de estas formas dependerían de la estructura del afloramiento, y de las familias de discontinuidades que afectan al conjunto. El colapso de la lapa da lugar a un frente excavado cubierto por los bloques de la antigua visera. Como ejemplo se ha localizado la cueva de O Forniño en Berducido, A Lama, Pontevedra (GWS84 UTM 29T 549.212 4.689.665 553). La cavidad se localiza en un pequeño domo de granito de dos micas de grano grueso (MAGNA50 186, IGME, 1978). La figura 3.25 muestra la topografía

morfológica de esta cavidad. Asociados con los bloques caídos y con la banda de cizalla abundan los espeoelotemas de ópalo-A, principalmente morfologías tipo club-like (estromatolitos terrestres forma maza), aunque en algunas superficies con escorrentía se forman costras y pequeñas coladas (flowstone) con microgours visibles.

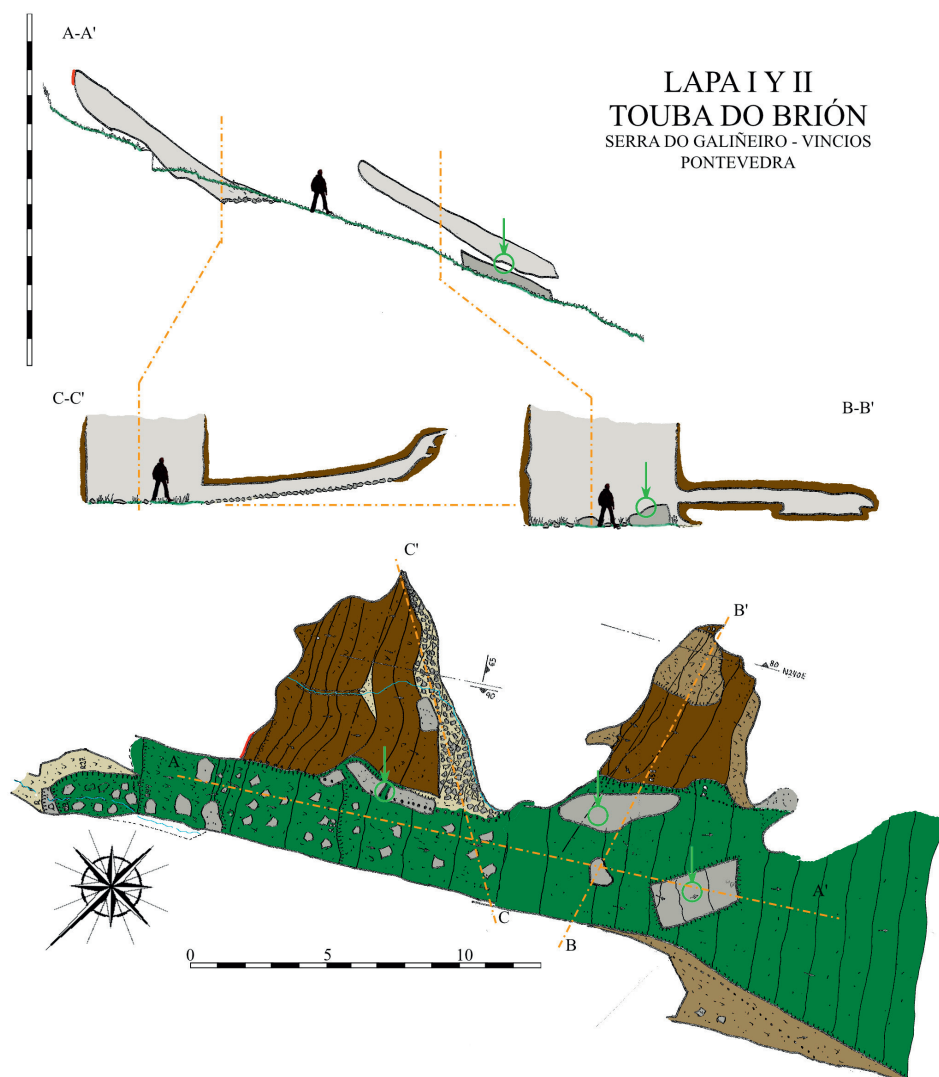


Figura 3.24: Topografía morfológica de la trinchera de la *Touba do Brión*. La topografía incluye dos lapas bien desarrolladas en el lateral de la cueva de fisura. En la pared opuesta también aparecen algunas formas lapa de poco desarrollo. La sección A-A' muestra un alzado parcial con la posición relativa de ambas lapas, demostrando que no están asociadas a la misma banda de cizalla, si no a bandas intercaladas en la estructura de las. Topografía modificada y actualizada tomando como referencia VAQUEIRO & VIDAL (2012).

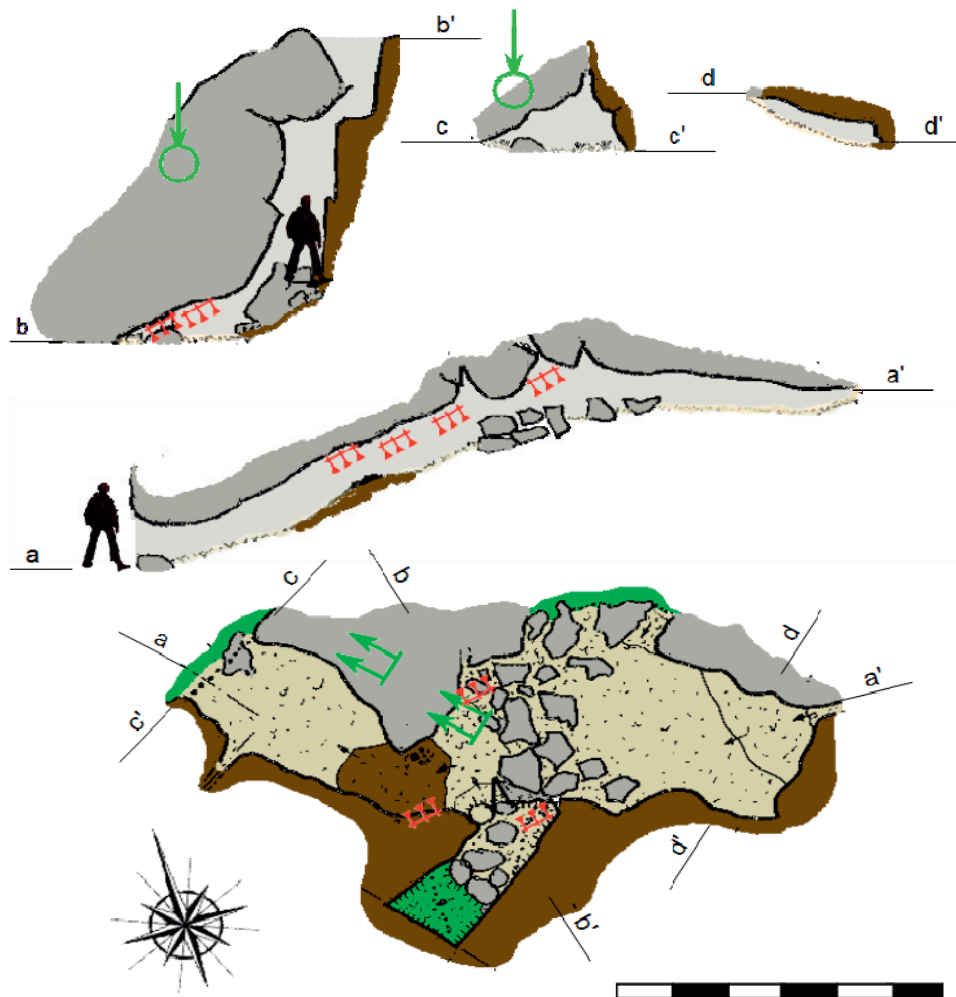


Figura 3.25: Cova de O Forniño, lapa con la visera colapsada..

Un detalle interesante en este tipo de cavidades y que ya se ha señalado en Lapa da Moura, y en A Paralaia, es la existencia de tubificaciones. OSBORNE et al. (2013) describe, como forma común en gneises, lo que denomina cuevas túnel (tunnel caves), caracterizadas por ser tubos continuos de sección elíptica, y de buzamiento adaptado a la estructura local, y que recuerdan tubos freáticos en el karst. Señala también que se desarrollan guiados por juntas, visibles en su entrada, pero no en el interior del tubo. La figura 3.26 muestra la morfología de uno de estos tubos transitables y que presentan, a una mayor escala, los mismos rasgos morfológicos que las tubificaciones perimetrales en las lapas estudiadas.

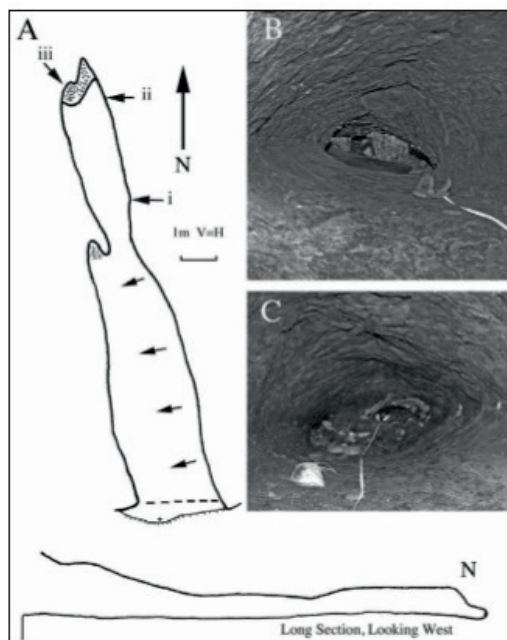


Figure 2. A: Plan and section of Alavala Tunnel Cave. B: Looking south out of Alavala Tunnel Cave note elliptical profile. C: Looking north to end of Alavala Tunnel Cave, note bedrock cobbles and remnant phantom rock (white in B & W image).

Figura 26: Planta y alzado de la cueva túnel *Alavala* en SriLanka. Figura tomada de OSBORNE et al. (2013).

3.3.3. Cuevas asociadas a la sheet structure

En este apartado se incluyen como tipo de cuevas aquellas que se forman en los vacíos existentes entre los bloques rejugados que se definen entre una estructura de lajas y varias familias de discontinuidades verticales o subverticales. Conviene destacar que solamente se consideran en este apartado aquellas cuevas cuya estructura de bloques, con forma de paralelepípedos irregulares, no presentan apenas desplazamiento.

Uno de los ejemplos estudiados localmente es la cueva Cabezo de A Trapa, (GWS84 UTM 29T 526.960 4.661.047 271). Es un pequeño deslizamiento “colgado” en el escarpe primario del movimiento en masa que dió origen al río de bloques que conforma el sistema de A Trapa, a más de 90 m de altura sobre el fondo del valle. La topografía morfológica se incluye en la figura 3.27. La cavidad apenas presenta unos 25 m de desarrollo horizontal. Sus secciones trazan los desplazamientos relativos entre lajas a favor de la pendiente, y la galería se define por los planos de fractura que cortan la estructura de lajas. Existen grupos de formas nodulares de bioespeleotemas de ópalo-A, principalmente en paredes y asociados con planos de foliación.

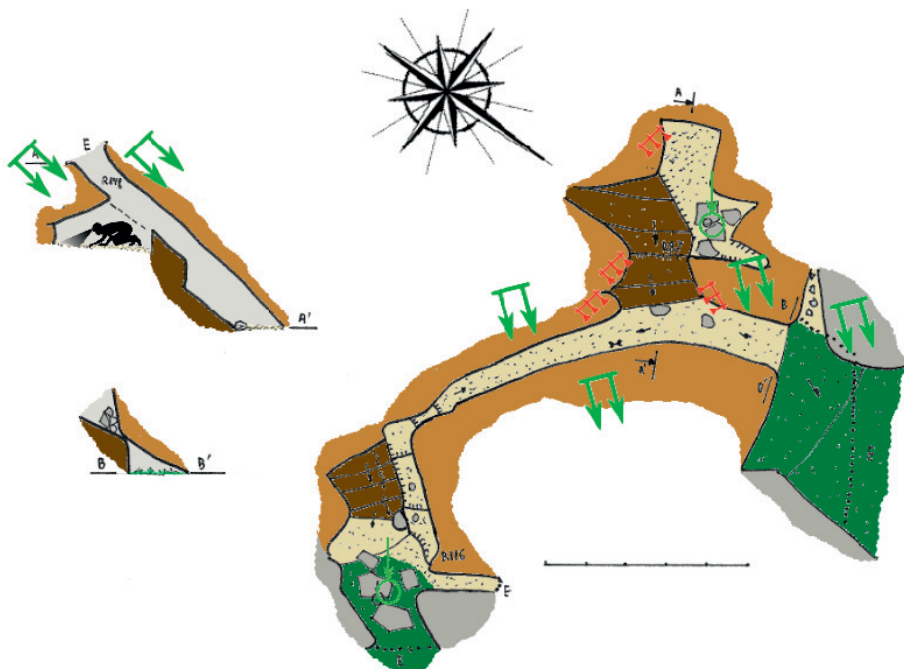


Figura 3.27: Topografía morfológica de la cueva del *Cabezo de A Trapa*. Está formada por el movimiento diferencial entre las lajas en un escarpe. Topografía R.Costas y M. Vaqueiro 2016.

IKEDA (1998: 106-107) describe cuevas asociadas a la estructura de lajas por disyunción de bloques en una vertiente (ver figura 3.28). TWIDALE & VIDAL-ROMANI (2005) citan las cuevas de Enchanted Rock (zona central de Texas, EEUU), Boone's Cave (Carolina del Norte, EEUU) formadas a favor de planos principales de laminación. También en KOLAWOLE & ANIFOWOSE (2011). Aunque muchos de los casos descritos son movimientos en masa o cuevas de talud asociadas la estructura de lajas.

Uno de los mejores ejemplos de este tipo de cueva es el sistema de Boddagrottorna, localizado en Iggesund county, estado de Gävleborg en Suecia, descrito en SJÖBERG (1994a). Este sistema está considerado en la actualidad como la segunda mayor cueva de granitos del mundo, con un desarrollo total, suma de todas las cuevas del afloramiento (interconectadas o no), de 2.633 m. No existen datos concretos sobre la profundidad o desnivel total del sistema si bien se reconoce la existencia de hasta cuatro niveles de galerías superpuestas y que alcanzan profundidades de -10 m bajo la superficie (MÖRNER, 2002). En planta la cavidad presenta un patrón de maze cave, laberinto reticulado, caracterizado por la disyunción y abertura de las juntas asociadas a dos o tres familias de discontinuidades. Se alternan pasajes estrechos asociados a fisuras y diaclasas abiertas, con salas relativamente amplias y que en algunos casos, y en base a la cartografía existente, llegan a alcanzar los 10 m de luz. Las alturas de estos volúmenes son bajas en general, adaptado al espaciamiento entre planos de la foliación, y oscilando entre los 0,8 y los 3 m. La figura 3.29 muestra la topografía de este sistema, cortesía de Alf SIDEN (1980).

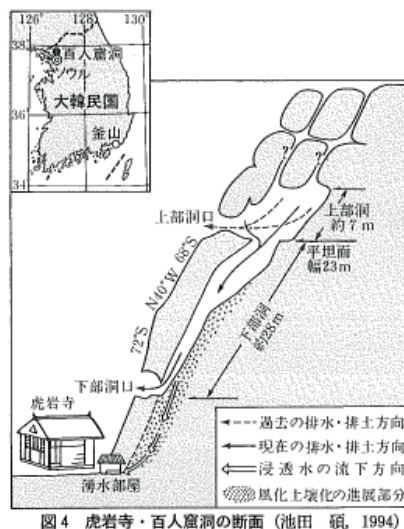


図4 虎岩寺・百人窟洞の断面 (池田 碩, 1994)

Figura 3.28: Croquis de la cueva coreana asociada a una estructura de lascas. Figura tomada de IKEDA (1998: 106-107).

SJÖBERG (ibid.) describe el sistema de Boddagrottor como una red poligonal de pasajes desarrollado a favor de las discontinuidades subhorizontales que definen la estructura de lascas del afloramiento: "...These disturbances follow the horizontal sheet-jointing planes of the bedrock..." El sistema se emplaza en la parte superior de una colina (domo) de 35 m.a.p.s.l., y se eleva entre 15 y 20 m sobre su entorno. Superficialmente son acumulaciones de bloques rectangulares de tamaño métrico a decamétrico. La masa de bloques se presenta en zonas totalmente desordenados pero en algunas zonas solamente han sufrido pequeñas traslaciones-rotaciones y es posible identificar su posición original.

La zona fracturada cubre una extensión elipsoidal de 400 x 200 m (MÖRNER, 2002) con eje mayor E-O. Muchos bloques superficiales presentan estrías subglaciares, inclusive cuando se tratan de bloques aislados. Sobre bloques actualmente rotos, las estrías aparecen dislocadas, lo que se interpreta como que la rotura es posterior a la acción glaciar. Este tipo de configuraciones parece ser una morfología típica a nivel local. Se describen como "blown up hills" (SJÖBERG, 1994) y se relacionan con los eventos paleosísmicos de gran intensidad producidos entre el 10.465 BP y el 2.000 BP, durante el levantamiento y emersión del territorio asociado con el proceso de deglaciación: "A previous 'roch muntonné' is here 'blown-up' into pieces; still more or less in place, but totally detached, with individual blocks moved upwards and against the ice flow direction, with numerous fracture systems identifiable, and with a subsurface cave system of 2 km's length. No doubt, this fracturing occurred when the ice had left the area (i.e. postglacially)" (MÖRNER et al., 1998).

Los datos publicados en MÖRNER (ibid.) relacionan esta cueva con un evento sísmico datado en el 9.663 BP tomando como referencia la varve -424 en el área. El sistema se habría formado bajo el Mar Báltico en la cota 225-235 m.

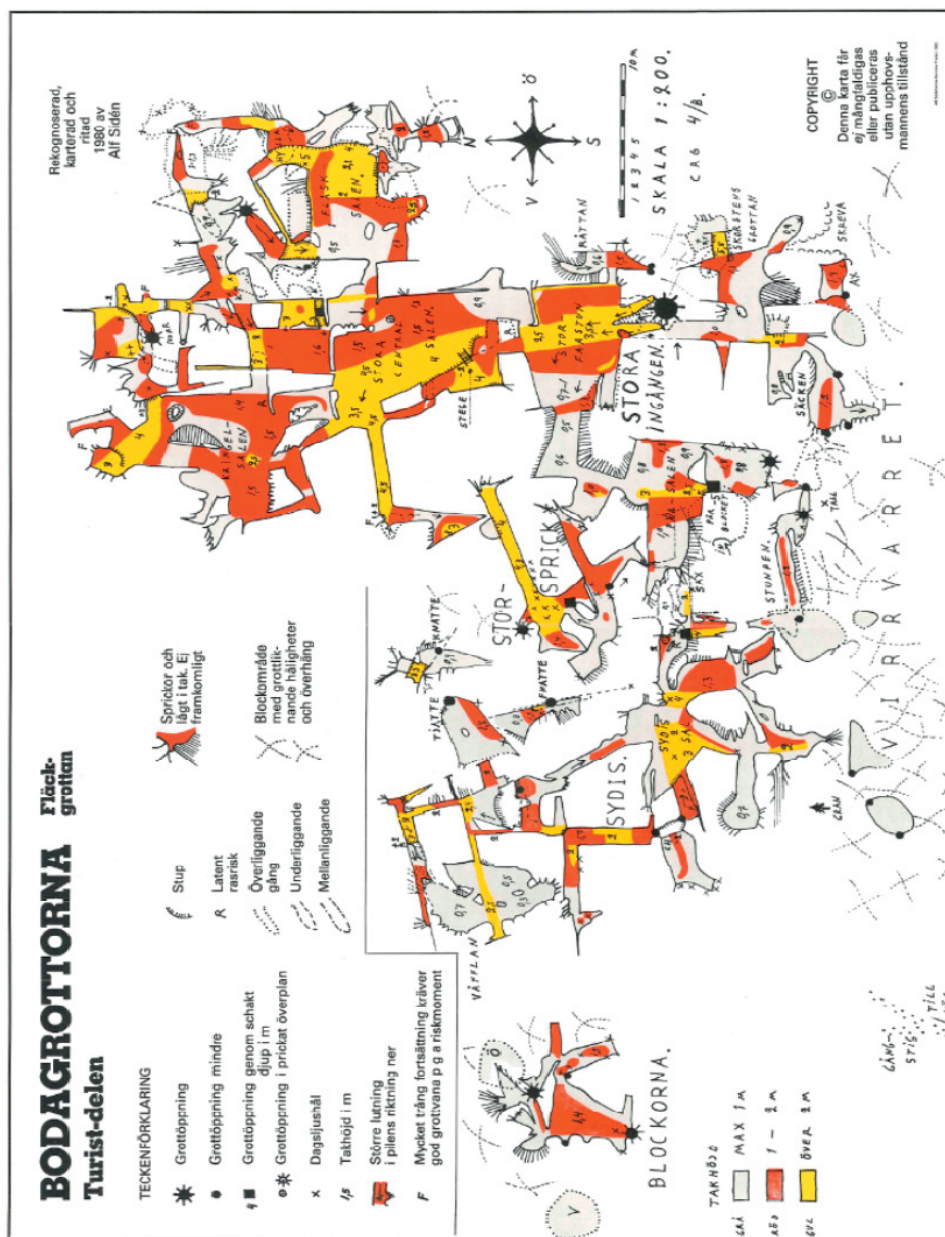


Figura 3.29: Topografía del sistema de *Bodagrottorna* realizada por Alf SIDEN en 1980. Los recintos de color indican la altura relativa del área remarcada: Gris hasta 1 m; rojo de 1 a 2 m; amarillo más de 2 m.



Figura 3.30: Sistema de Bodagrottorna: (a) Zona superficial dónde los bloques están fracturados pero apenas presentan movimiento; (b) zona del sistema dónde los bloques presentan mucho movimiento, y que define el concepto de “blow up hill”; (c) una de las entradas a las cuevas; está producidas por la apertura de discontinuidades y movimiento relativo de los bloques; (d) los espacios subterráneos son huecos producidos por el movimiento relativo entre las lajas, generalmente espacios de poca altura y gran extensión, con las superficies rocosas rugosas y sin huellas de erosión; (e) algunas zonas presentan inestabilidades y han sido apuntaladas con elementos naturales; (f) en la actualidad el hielo sigue participando como agente modelador de la cueva. Fotografías R.Costas y M.Vaqueiro junio 2011.

Tras la realización de varios sondeos profundos, se indica también que: “There is an increasing number of fractures right below the cave, suggesting that the surface structures continue downwards for more than 100 m”. Este detalle es importante por cuanto la cueva se ha formado en las capas más superficiales del substrato, pero adaptado a familias de discontinuidades de gran extensión (vertical). También se destaca que la zona O del sistema:

“... there are large bedrock surfaces that looks like primary rock in situ... We know that there are extensive caves bellow them...”.

La cueva ha sido interpretada como de origen sísmico, y debida a eventos paleosísmicos de intensidad IX o superior en escala MSK-64 (SJÖBERG, 1994; MÖRNER, 2002), aunque estos autores apuntan a la existencia de otros eventos concurrentes y que habrían producido cambios en la morfología del sistema. Entre ellos destacan la acción del hielo en juntas (ice-wedge or frost deformation), hidro-fracturación, cambios en la tensión regional durante la descarga postglacial (recuperación glaciostática), emanaciones de metano (methane venting) combinadas con eventos explosivos o la acción combinada de ambos con movimientos sísmicos.

En el caso del venteo de metano, serían explosiones de depósitos de metano hidratado acumulado en sedimentos o rellenos y cuya activación, coincidiendo con cambios críticos en la masa debido a la “rápida deglaciación”, sería inducida por las ondas sísmicas. SJÖBERG (1994a) indica “... nothing is known of the effect of methane venting on crystalline bedrock, and we have no known examples of bedrock features formed by this process”.

Cuando se habla de detonación de gas (BJERKETVEDT et al. 1997), nos referimos a una explosión de gas cuya onda de combustión (combustion wave) es supersónica, y que para mezclas de aire-combustible a presión atmosférica, la velocidad de detonación variaría típicamente entre los 1.500-2.000 m/s con un pico de presión de entre 15 y 20 bar. El metano presenta como valores característicos de presión y velocidad, para mezcla estequiométrica: 17,4 bar y 1.802 m/s. Para explosiones subsónicas, y mezcla estequiométrica, el pico de presión no supera los 0,2 bar. Conviene señalar que las explosiones de gas es un evento rápido en el que la duración de la sobrepresión (pico de presión) oscila entre 100 y 200 ms. Y son esta presión y el flujo asociado, los que provocan las cargas dinámicas sobre las estructuras y envolventes y consecuentemente quienes causan el daño.

Tras la visita realizada a Bodagrottor, la ocurrencia de este evento resulta difícil de entender. Por un lado el sistema muestra una superficie estriada carente de sedimentos y unas cuevas en las que no se preservan depósitos. Si previamente no existía algún volumen rocoso que actuase de conenedor (cavidades, fracturas abiertas,...), y la presencia de metano hidratado se limitaba a los sedimentos subglaciares que cubrían el afloramiento rocoso, la detonación de dicho metano sobre la roca, generaría una nube no confinada, cuya expansión podría dañar elementos de superficie pero que difícilmente afectaría a estructuras subsuperficiales. Y si los depósitos de gas se hubieran localizado dentro del sustrato rocoso, debería existir previamente un sistema de cavidades o al menos un reticulado de juntas abiertas profundas que permitiera la formación de estos depósitos de gas.

En una explosión de gas, la presión local alcanza valores máximos del orden de unos pocos de bares, mientras que la onda de choque (blast wave / blast pressure) en una explosión de TNT es muchísimo más alta, principalmente en el entorno de la carga. Esto conlleva que la masa equivalente de TNT (para generar los mismos efectos) sea mucho inferior a la de gas, inclusive del orden de 0,16 veces el volumen de la nube de gas. En BJERKETVEDT et al.(ibid.) se citan siniestros por explosiones de gas donde el equivalente a 50 m³ de ciclohexano serían unas 15 toneladas de TNT. Se ha elegido el ejemplo del ciclohexano porque las sobrepresiones obtenidas con este gas son similares, aunque ligeramente más elevadas, que las obtenidas en explosiones de metano.

La mayoría de las hipótesis sobre la formación de Bodagrottorna se centran en eventos rápidos de elevada energía (tectónicos, sismotectónicos, venteo de metano). Podemos tratar de evaluar cual es la energía implicada en este proceso, estimando la carga de explosivo sintético

necesario para demoler mediante explosiones encadenadas un hemi-casquete rocoso elipsoidal de base 400x200 y con 10 m de altura de banco, supuesto el banco no sumergido. Dado que la voladura del banco se efectúa progresivamente en frentes sucesivos de voladura, generando un nuevo talud en función del espaciamiento entre barrenos, la energía necesaria para efectuar una demolición instantánea de todo el domo sería, obviamente, mucho mayor.

El volumen del hemi-casquete que constituye el domo vendrá dado por:

$$V_{\text{domo}} = 0.5 \cdot 4 \cdot \pi \cdot 3 \cdot 400 \text{ m} \cdot 200 \text{ m} \cdot 10 \text{ m} = 15.097.680 \text{ m}^3$$

Asumimos una resistencia a compresión de 150 MPa (resistencias típicas del granito 97 a 310 Mpa) y una densidad media de 2.700-2.800 kg/m³. De acuerdo con el manual de voladuras del IGME (1987), diseñamos la voladura del banco mediante ANFO granulado, con una energía específica de 94.320 kgm/kg, y una velocidad típica de 3.200 m/s. En base a la resistencia a compresión y densidad, seleccionamos un diámetro de barreno de 89 mm. Para una distribución de cargas de 3,1 x 3,8 m, con longitudes de barreno de 11,5 m inclinados 20°, se obtendría una voladura con un consumo específico de 0,387 kgANFO/m³. Asumiendo esta media, la voladura progresiva del domo requeriría unas 5.843 ton de ANFO. Y como el factor de efectividad relativa del ANFO es de 0,80, se requeriría 7.303 ton de TNTe. Con este valor podemos estimar el volumen de gas metano necesario, y que acumulado subsuperficialmente pudiera provocar una detonación equivalente a las 7.303 ton TNTe. Así, el volumen de metano estaría en el orden de $V(\text{kg}) = 7.303.000 / 0,16 = 45.643.000 \text{ kg}$. Aún en condiciones subcríticas, esta masa requeriría un enorme volumen subsuperficial (en la propia roca) para su confinamiento. A una presión aproximada de 26 bar y 174°K, la densidad es de 298,47 kg/m³, luego el volumen de metano sería como mínimo de 152.923 m³, por lo que resulta difícil asumir que el venteo sea causa directa de la génesis de este tipo de cuevas.

Hasta ahora los cálculos (simplificados) que se han realizado bajo la presunción de que el banco rocoso a volar es superficial. En el caso de situarse sumergido, aunque tan sólo fuera a 10 m de profundidad, habría que considerar las sobrepresiones debidas a la columna líquida y que podrían elevar los consumos específicos por encima de los 1,32 kg/m³, lo que cuadruplicaría la demanda de explosivo para efectuar la misma demolición.

Por otro lado MÖRNER (ibid.) cita los trabajos de NIKONOV, quien concluyó la existencia de un evento paleosísmico de intensidad IX MSK-64. Esta intensidad equivaldría a un sismo de magnitud Richter entre 6,2 a 6,9. Un evento de magnitud 6,4 tendría una energía equivalente a 6.270 ton TNTe, en el mismo orden de magnitud que la requerida para la voladura del banco rocoso en superficie. SJÖBERG (1994a:56) cita dentro de la sismotectónica, eventos de magnitud 7 a 8 en escala Richter, e inclusive en zonas de 8,4. Nótese que un evento de magnitud 6,9 tendría una energía equivalente a 199.000 ton TNTe. Luego asumiendo que las estructuras “blow-up” son debidas exclusivamente a eventos violentos, parece que podría bastar un evento sísmico de magnitud superior a 6,5 para provocarlo.

De las hipótesis que se han barajado para explicar la formación de este tipo de cuevas, suelen dejarse de lado todas aquellas que presuponen acciones lentas. GUTAK et al. (2013) dicen: “The geological event is nothing more than an occurring (or already occurred) change (RUBAN, 2006)... Catastrophes are, undoubtedly, events, but only a few events are catastrophes.... Catastrophes are often (but likely not-necessarily) sudden, self-accelerating, and highly-complex events”.

Son sistemas de cuevas articulados por la estructura de fracturas subyacente. Fracturas subhorizontales relacionadas con una estructura de lascas y distintos sistemas de fracturas subverticales y ortogonales. Toda la zona se vió afectada por la acumulación de grandes

masas de hielo (se citan hasta 3.000 m de espesor de hielo) y que llegaron a provocar cambios en la curvatura del terreno a nivel regional. El cálculo de la curvatura gaussiana (curvatura K, calculada a partir de los determinantes de la primera y segunda formas fundamentales de la superficie, o de dos vectores tangentes coordenados) parece mostrar una progresiva reducción postglacial de la deformación, con estados iniciales de máxima curvatura y que se corresponderían a situaciones tensionales en todas las direcciones. El rejuego, desplazamiento y disyunción en bloques puede deberse directamente o haberse iniciado por cambios en esta curvatura a nivel regional. También se cita la hidro-fracturación, asociada a la capa líquida presente en discontinuidades y sometida a altas presiones. En la visita efectuada a estos sistemas a principios de junio en 2.011 durante la celebración del 2nd ICGC, las cuevas conservaban hielo en todos sus niveles, desde los -3 hasta los -10 m de profundidad, relleno inclusive espacios entre bloques. No conviene por tanto descartar movimientos postglaciares, e inducidos por el propio hielo al actuar entre las juntas y bloques.

En Suecia existen otros sistemas similares, entre ellos, y segundo en tamaño, está Höllick Grottorna.

3.3.4. Cuevas tafoni: Formas tipo Cachola o Cacheira

La forma cavernosa más común desarrollada en granitos son los “tafoni” (singular “tafone”). Tafone es una palabra Italiana que significa apertura o cavidad o (en Córcega) ventana (TWIDALE & BOURNE, 2008). Son formas muy comunes en granitos aunque no exclusivos de esta litología (VIDAL ROMANI, 1989). Según recoge VIDAL ROMANI et al. (1998) los tafoni fueron descritos por primera vez por Casiano de Prado en 1864 en la Sierra de Guadarrama (centro España) y posteriormente por Reusch (1883) en Córcega y por Hult (1888) en Galicia (NW España), aunque la mayoría de las más conocidas referencias son de Penck (1894) de Córcega.

En la actualidad son formas reconocibles y citadas a lo largo del mundo. Han sido descritas en muy diversos contextos climáticos, tanto costeros como continentales (VIDAL ROMANI et al. 1998): Antártica (STRINI et al. 2008), Argentina (UÑA-ALVAREZ et al. 2008), Brasil (AULER et al. 2007), Corea (MATSUKURA et al. 2000), Córcega, Cerdeña, Australia Central y Sur, Hong Kong, Madagascar, y noroeste de España. Durante la actualización del atlas de pseudokarst se han localizado referencias que citan formas tipo tafone en Xinjiang Uyghur Autonomous Region (China), EEUU, Macedonia (Grecia), Tamil Nadu state (India), Turquía (SEMENDERÖĞLU et al. 2013), Irán (com. Pers. VIDAL-ROMANI, 2016) y Namibia. También se han fotografiado tafoni en los Barruecos de Malpartida en Cáceres.

Por lo general son microformas que varían desde unos pocos centímetros en anchura y altura hasta varios metros. AULER et al. (2007) presenta entre otros el tafone de Tyresoles, localizado en un inselberg llamado Morro do Letreiro, en el estado de Bahía, en Brasil, abrigo con 128 m de ancho y 30 m de altura y con un volumen de 49.000 m³: “... have an elliptical cross section, usually elongated at one side. The floor is usually very steep but otherwise quite regular, while the ceiling presents numerous alveoles and intense flaking processes.... Only sub-horizontal discontinuous fractures are exploited during initiation. These fractures mark the limit between the upper (ceiling) and lower (floor) portions of the tafone”.

Las paredes de los tafoni pueden ser regulares, pero otras presentan formas mamelonadas (mamillated) o desconches en copos (flaked). Algunos tafoni están conectados con el exterior por ventanas (TWIDALE & VIDAL, 2005). Algunas aberturas son tubulares,

pero otras son amplias y de perfil irregular, generalmente por coalescencia aparente de varias secciones tubulares.



Figura 3.31: Ejemplos de cuevas tafone: (a) *O Barbadouro* (Cabo Silheiro, Pontevedra); (b) Cacholas próximas al sistema de bloques de *A Cunchosa* (Aldán, Cangas, Pontevedra); (c) *Cacholas de Ézaro* (monte Pindo, A Coruña); (d) pasajes de gran tamaño formados por la coalescencia de varios alveolos. M. Vaqueiro 2007-2016.

Ya hemos indicado en el apartado 3.2 que este tipo de formas se ha atribuido a la acción de procesos exógenos: haloclastia, alteración edáfica, congelación-descongelación (IKEDA, 1990, 1994), condensación de humedad, oscilaciones térmicas producidas en la roca por las diferencias entre la radiación solar en el exterior e interior de la cavidad (KVELBERG & POPOFF, 1937). VIDAL ROMANI (1989:112) señala que la humedad ambiental (ciclos de

humectación-deseccación) o el haloclastismo (zonas costeras o continentales desérticas) actuantes en el proceso de desagregación interna (mecánica o química) de los bloques “podrían explicar la dinámica, aunque no su morfología, ni su evolución temporal”, y considera que son formas independientes del clima y más relacionadas con la fábrica estructural presente en el cuerpo granítico (VIDAL-ROMANÍ, 1985; 2008): El proceso de intrusión comienza a una temperatura de aproximadamente 1.200°C y a una elevada presión litostática (24 km de profundidad) y a medida que la intrusión se aproxima a niveles superficiales de la corteza, su temperatura descende y se incrementa su rigidez. El campo de esfuerzos que operan durante el proceso de emplazamiento del cuerpo magmático actúa sobre un material cuyas propiedades varían con el tiempo (al igual que las condiciones de rigidez y temperatura del magma cambian) durante el proceso de intrusión. Esto implica que las tensiones primero afectan a un material plástico (no propenso al desarrollo y conservación de estructuras), después frágil (estado en el que se desarrolla la mayor parte del sistema de estructura) y finalmente, cuando se define la principal fábrica estructural del cuerpo granítico (sistema de juntas s.l.), las deformaciones se desarrollan en el campo elástico (VIDAL-ROMANÍ, 1985). En este último estado de deformación endógena (campo elástico) el cuerpo intrusivo no se mueve sustancialmente, y como mucho se producen pequeños ajustes o movimientos entre los bloques definidos previamente por la fábrica estructural. Y son estos movimientos entre bloques los que justifican que se produzcan las presiones o concentración de cargas en las superficies de contacto. En las dos posibles distribuciones de cargas (distribución uniforme o concentrada) los esfuerzos se desarrollan bajo condiciones endógenas (alta presión litostática) por lo que la roca tendrá una mayor resistencia a la deformación que el mismo material en superficie con presión litostática nula.

La resistencia a compresión simple del granito en superficie es del orden de los 1.400 kg/cm², resistencia que se ve incrementada con la profundidad debido al confinamiento litostático. Sin embargo, si el contacto se produce en puntos localizados de una superficie (VIDAL ROMANÍ, 1983; TWIDALE AND VIDAL ROMANÍ, 2005) las cargas aplicadas sobre el punto de contacto entre bloques adyacentes incrementan su valor casi exponencialmente alcanzando valores que producen la deformación elástica de los bloques afectados. Este proceso de concentración de cargas (el efecto fakir, ver VIDAL ROMANÍ, 1985; TWIDALE & VIDAL-ROMANÍ, 2005) muestra que es posible considerar que la deformación elástica del macizo rocoso produce otro tipo de estructura con efectos morfológicos a posteriori. La mejor forma de entender qué ocurre cuando la deformación elástica afecta a una roca es revisar casos bien estudiados como el estrés elástico en ambientes subglaciares (DREWRY, 1986) o la deformación asociada a anclajes de roca (LEONHARDT & MÖNNIG, 1975).

En el caso de un anclaje mecánico en roca, los esfuerzos pueden ser cuantificados. inmediatamente bajo la cabeza del anclaje, la roca está sometida a compresión, que evita el deterioro de la roca incluso si la carga aplicada es muy grande. Pero por debajo de la zona de compresión, la roca se encuentra bajo condiciones de deformación a tracción que difícilmente puede soportar (a tracción la resistencia del granito es 1/10 de la resistencia a compresión). Por debajo de la zona a tracción la roca vuelve otra vez a estar sujeta a condiciones de compresión, por lo que permanece intacta geotécnicamente hablando.

Dentro del ámbito de la ingeniería de materiales WILLIAMS et al. (2001) describen el contacto entre superficies sólidas. La carga entre ambas superficies siempre genera una distorsión en cada uno de los elementos en contacto, y de la misma forma que hemos descrito anteriormente, la región inicialmente deformable plásticamente, no se sitúa en las superficies de los elementos en contacto, sino a una cierta distancia bajo ella.

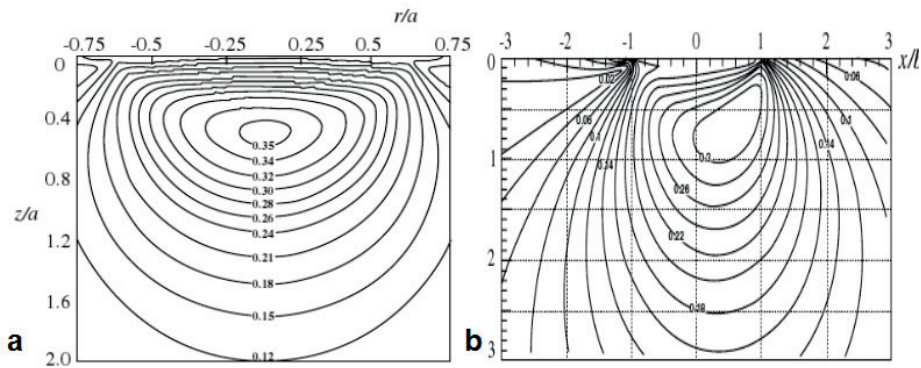


Figura 3.32: Contornos de esfuerzo cortante máximos normalizados por la tensión máxima p_0 de Hertz: (a) Contacto punto-punto o contacto normal de radio a ; (b) contacto a lo largo de una línea con fricción-tracción (deslizamiento elástico). Figuras 3.8 y 3.11 de WILLIAMS et al. (2001).

Partiendo del criterio de rotura de Mohr-Coulomb, la resistencia al corte a lo largo de un plano en un estado triaxial de tensiones viene dada por los esfuerzos normal y tangencial actuantes en el momento de la rotura mediante la relación:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \varphi \quad 3.1$$

Dónde c y φ son la cohesión y ángulo de rozamiento interno de la matriz rocosa, τ es la tensión tangencial y σ_n es la tensión normal sobre el plano de rotura.

El criterio puede expresarse en función de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 , permitiendo obtener la resistencia en cualquier plano definido por θ (GONZALEZ DE VALLEJO, et al. 2002):

$$\sigma_1 (\sin 2\theta - \tan \varphi (1 + \cos 2\theta)) = 2c + \sigma_3 (\sin 2\theta + \tan \varphi (1 - \cos 2\theta)) \quad 3.2$$

Y en el plano crítico de rotura, definido por $\theta = 45^\circ + \varphi/2$:

$$\sigma_1 (1 - \sin \theta) = 2c \cos \varphi + \sigma_3 (1 + \sin \theta) \quad 3.3$$

Y la tensión de desgarramiento principal (HÜTTE, 1965) vendrá dada por:

$$\tau_{\max} = \pm \left(\frac{1}{4} (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + \tau^2 \right)^{1/2} \quad 3.4$$

Partiendo de las expresiones (3.3) y (3.4) VIDAL-ROMANI (1985; 1989) define un factor de seguridad $|S|$ o de susceptibilidad a la meteorización que permite determinar, en un bloque rocoso bajo un sistema de cargas concentradas, las zonas de colapso de la roca dónde se produce la plastificación. Dicho factor viene determinado por la relación siguiente:

$$\begin{aligned} |S| &= |H/R|, \text{ dónde} \\ R &= \pm \left(\frac{1}{4} (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + \tau^2 \right)^{1/2} \\ H &= \frac{1}{2} \sin \varphi (\sigma_1 + \sigma_3 - 2c \cot \varphi) \end{aligned} \quad 3.5$$

Evaluando este factor en cada punto del bloque, tenemos que para $|S| > 1$ el punto está dentro del dominio elástico. Para $|S| = 1$ el punto se encuentra en la superficie límite y para $|S| < 1$ el punto se encuentra dentro del dominio de colapso de la roca. VIDAL-ROMANI (1985) calcula las curvas para distintas distribuciones de cargas, dividiendo el volumen rocoso en volúmenes elementales de 10 x 10 cm. Ver figura 3.33.

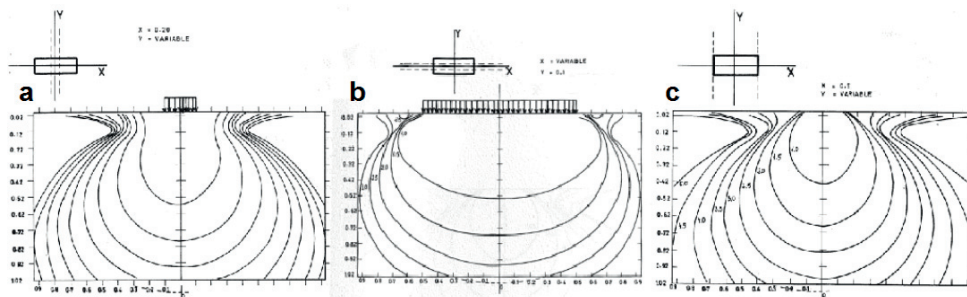


Figura 3.33: Reconstrucción de las superficies $|S|$ para carga distribuida uniformemente en dentro de un área rectangular sobre un plano XY: (a) Sección para $x=0.2$ m; (b) sección para $y=0.1$ m; (c) sección para $x=0.5$ m. Las figuras se corresponden con las fig.19, fig.20 y fig.21 incluidas en VIDAL-ROMANI (1985).

Podemos ver que la distribución de esfuerzos en la roca bajo la cabeza de un anclaje o bajo el punto de aplicación de una carga concentrada, representa perfectamente qué ocurre en el tafone (VIDAL-ROMANI, 2008). Además estos modelos muestran que la capa exterior del bloque no es destruida, esta zona resiste mejor los procesos de alteración, mientras que la zona inmediatamente interior se ve dañada por los esfuerzos cortantes máximos lo que explica su rápido deterioro una vez que el bloque se expone en superficie o se ve sometido a procesos exógenos. Es entonces cuando se acelera la desintegración de la roca, primero en granos y placas que finalmente resultan en la formación de ventanas o aberturas externas amplias, y que podrían corresponderse con la traza de los puntos de aplicación de cargas. Los contornos de estos recintos de plastificación (recintos lacunares) pueden tener formas muy variadas (esféricas, elipsoidales, o aún más complejas) (VIDAL ROMANI, 1983, 1986) dependiendo de las distribuciones de las cargas

El tafone, en la parte inferior de un bloque, es el reflejo del gnamma en el bloque subyacente (VIDAL ROMANI, 1985; 1989). La carga entre ambas superficies siempre genera una distorsión en cada uno de los elementos en contacto, y por lo explicado ambas tendrían una génesis común.

Todos los autores coinciden en que una vez se ha evacuado la parte de la roca deteriorada, el proceso se ralentiza o se detiene (VIDAL ROMANÍ, 1984; TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 2005), y que podría explicarse debido a que solamente se desintegra la parte sometida a esfuerzos de tracción pero no el resto del bloque.

VIDAL ROMANI (1989) sintetiza la fase exógena del tafone en cuatro fases:

- La inicialización al proceso de tafonización tiene lugar a partir de una superficie de diaclasa exenta (libre), de cualquier inclinación. En una primera fase comienza a producirse una desagregación acelerada de la roca, en placas o en granos dando lugar a la bóveda del tafone.
- En una segunda fase la bóveda deja de evolucionar unitariamente y se divide en numerosos pequeños frentes de avance, en dónde los procesos de desagregación en placas o granos actúan individualmente según cada uno de ellos. Así el frente activo sufre una meteorización en colmena (honey comb).

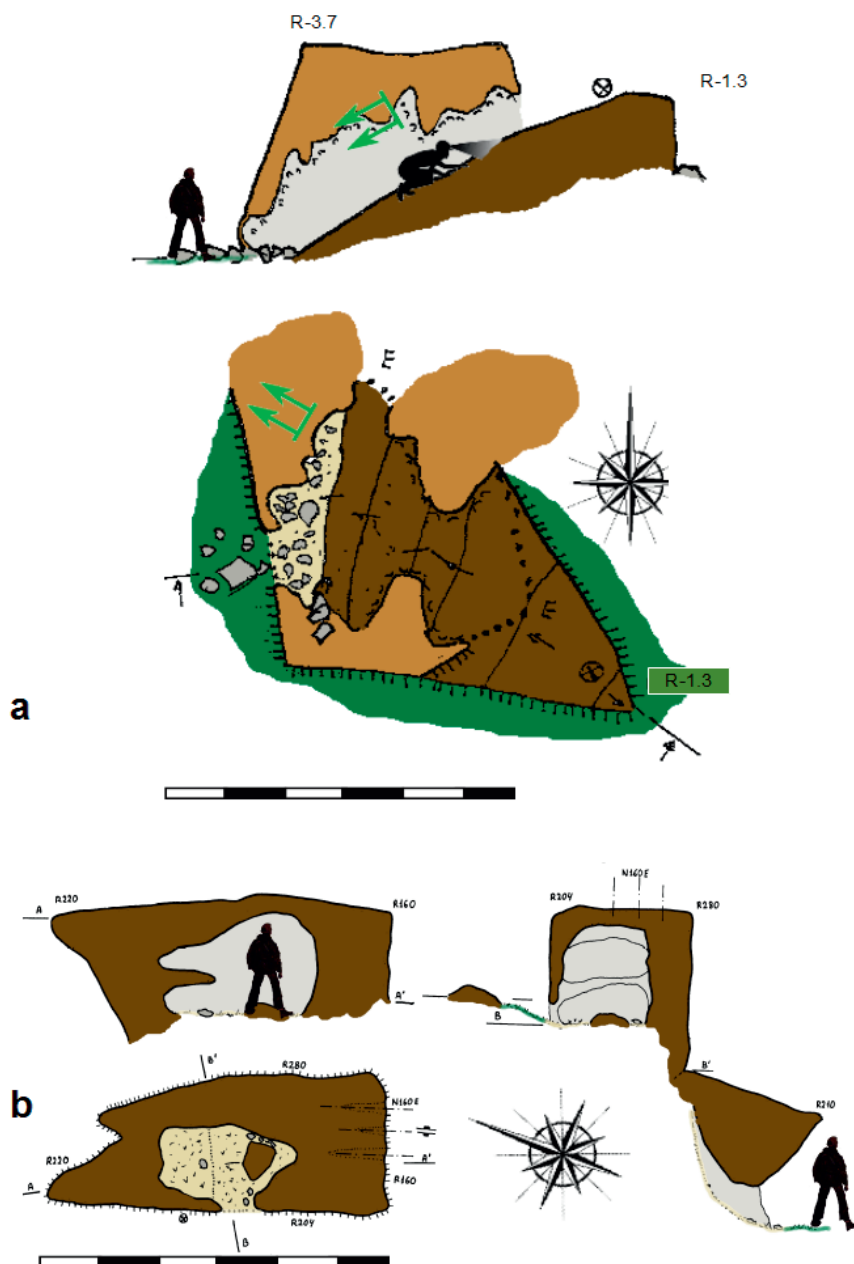


Figura 3.34: Topografía morfológica de varios tafoni: (a) Tafone de Barbadouro en Cabo Silleiro (Pontevedra). La rotura del tafone provocó el deslizamiento y rotación del bloque sobre su apoyo. Topografía R.Costas y M. Vaqueiro 2016; (b) Tafone A Capilla dos Mouros (Vincios, Gondomar, Pontevedra) caracterizado por sus alveolos cartografiados. Topografía base en VAQUEIRO et al. (2005:62-63).

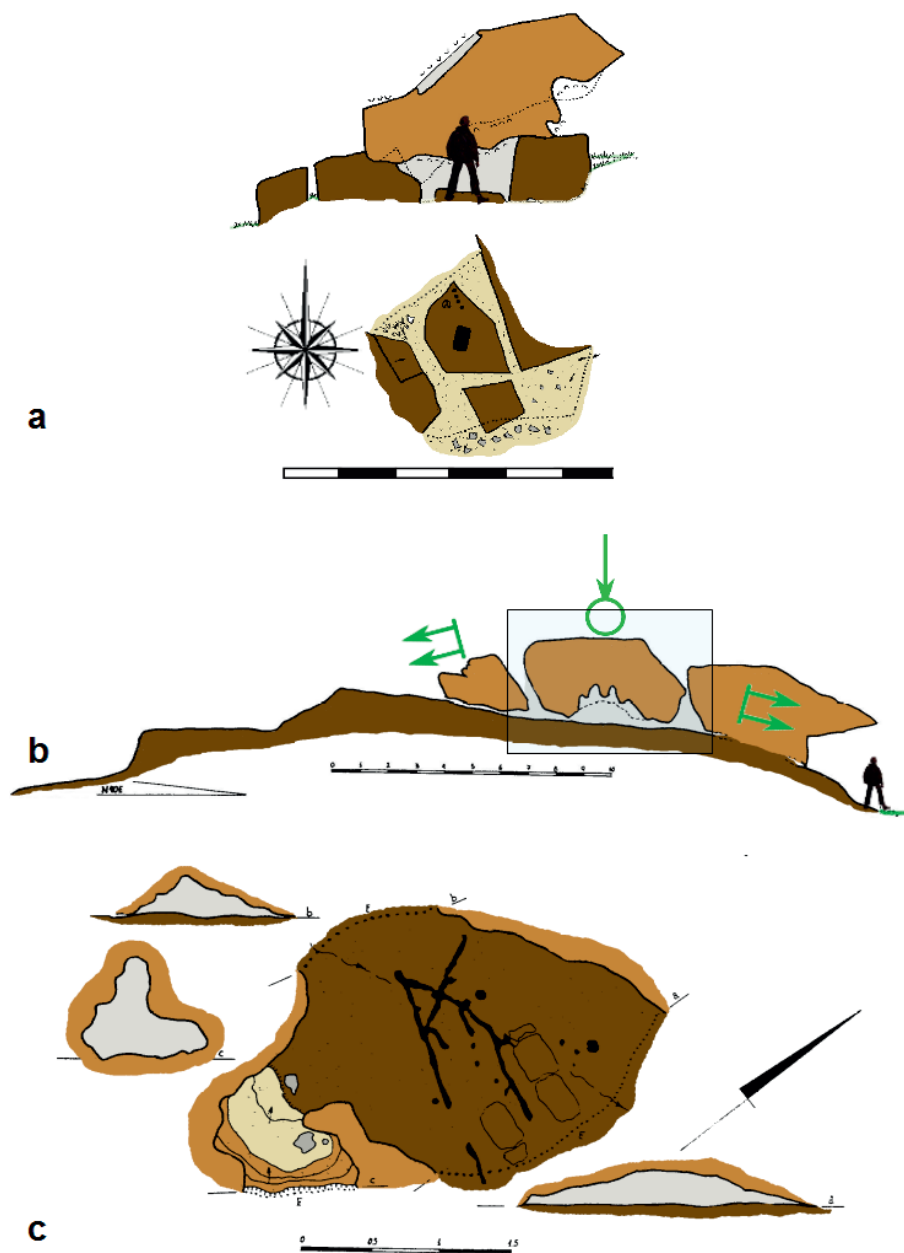


Figura 3.35: Topografía morfológica de varios tafoni: (a) Bloque residual del tafone Lapa da Piñeira (Chandebrito, Condomar, Pontevedra); (b) perfil del Coto da Moura en Chaín (Gondomar, Pontevedra). Se indican los movimientos de deslizamiento y caída tras la rotura del tafone. (c) Detalle de planta y secciones. En el suelo tiene grabado un petroglifo. Cartografía de base VAQUEIRO et al. 2005.

- En una tercera fase alguna de las superficies activas (individuales) puede alcanzar el exterior del bloque abriendo en la pared del tafone una ventana. Los procesos de degradación y la evolución del tafone se amortiguan en el entorno de la ventana. Pueden seguir avanzando en el resto del tafone, pero se entra ya en una dinámica menos activa.
- En una cuarta y última fase tiene lugar la degradación de la forma tafone, en muchos casos por rotura del bloque.

El proceso así descrito, tal y como se observan las agrupaciones de alveolos en el interior de algunos tafoni, aparenta un proceso recursivo, con estructura fractal, y repetido a menor escala en cada partición o división del frente activo. Estas secuencias de crecimiento en cascada revelan los múltiples estados a los que se ha visto sometido el bloque debido al continuo cambio en la configuración de cargas (DE UÑA-ALVAREZ, 2013).

Destacar que las cavidades resultantes, aunque generalmente son pequeñas microformas, en numerosas localidades preservan interesantes conjuntos arqueológicos: BINHUA (2005) cita 7 tafoni en Dugat, Haba River County, Xinjiang Uyghur Autonomous Region (China), en las que se preservan pinturas rupestres, en distintas escenas con figuras antropomorfas. También se referencian pinturas en Philip's Cave (Farm Ameib, Erongo, Namibia), y en Mulka's Cave (Hyden, Western Australia, Australia) (GUNN, 2006). En España aparecen pinturas y arte rupestre en varios tafoni de los Barruecos de Malpartida (provincia de Cáceres) (SAUCEDA-PIZARRO, 2001), y petroglifos en varios tafoni en la provincia de Pontevedra (ver figura 3.34) (VAQUEIRO et al., 2005).

3.3.5. Cuevas formadas por la acumulación de bloques

La asociación de los bloques (de cierto tamaño) da lugar a espacios subterráneos y por ende a cavidades de distinta entidad. Con carácter general existen dos tipos de acumulaciones de bloques: Las procuidas por caídas de bloques, y las producidas por bloques in situ, sensu lato.

Por sus dimensiones cobran especial importancia las primeras (VIDAL-ROMANÍ & VAQUEIRO, 2007): "... In areas with intense fracturing and accumulations of large boulders related to slope instability, kilometer-size caves may be found".

3.3.5.1. Acumulaciones asociadas a grandes movimiento de bloques

STRIEBEL (1996) define las cuevas de bloques (Boulder Caves (en.); Mass Displacement Caves(en.); Ueberdeckungshoehlen (de.)) como aquellas cavidades que están rodeadas por bloques (boulder masses) originadas por la caída de rocas. La caída de bloques conlleva la pérdida total o parcial de la relación existente entre los bloques y su estructura original. Bajo esta definición caben considerarse también muchas de las cuevas que en la literatura se denominan "cuevas de talud".

Las acumulaciones de bloques provienen generalmente de un movimiento en la vertiente, y por tanto las morfologías de estas acumulaciones estarán relacionadas con los movimientos asociados a los distintos tipos de roturas en laderas y taludes. Según COROMINAS (2012), las clasificaciones de movimientos de ladera más aceptadas se basan en las características cinemáticas de los movimientos, es decir, en los mecanismos de propagación. Con referencia a los tipos descritos por COROMINAS, y centrándonos en el

substrato magmático, se consideran dos mecanismos principales: Caídas (desprendimientos y colapsos de taludes) y deslizamientos rocosos.

Las caídas (falls) o desprendimientos (ver figura 3.36) se originan por el despegue de una masa de suelo o roca de una pared empinada o acantilado. El movimiento tiene lugar mediante caída libre y posterior rebote o rodadura. Las caídas con una trayectoria básicamente vertical de abrigos desarrollados en acantilados por la socavación efectuada por un río, el oleaje o la meteorización y disgregación de las rocas a su pié son consideradas colapsos (GARCÍA YAGÜE Y GARCÍA ÁLVAREZ, 1988). SJÖBERG (1994) describe cavidades asociadas a colapsos verticales de un talud y no necesariamente asociados a socavaciones en su base. Además señala que esas acumulaciones de bloques, que denomina como canchales, pueden dar lugar a cuevas de gran tamaño: "... These screes often form a loose mass of boulders, suggesting that the whole rock mass moved momentarily as a rockfall or a rock avalanche. Sometimes cave systems, up to several hundred metres long, may be found within the boulder mass...".

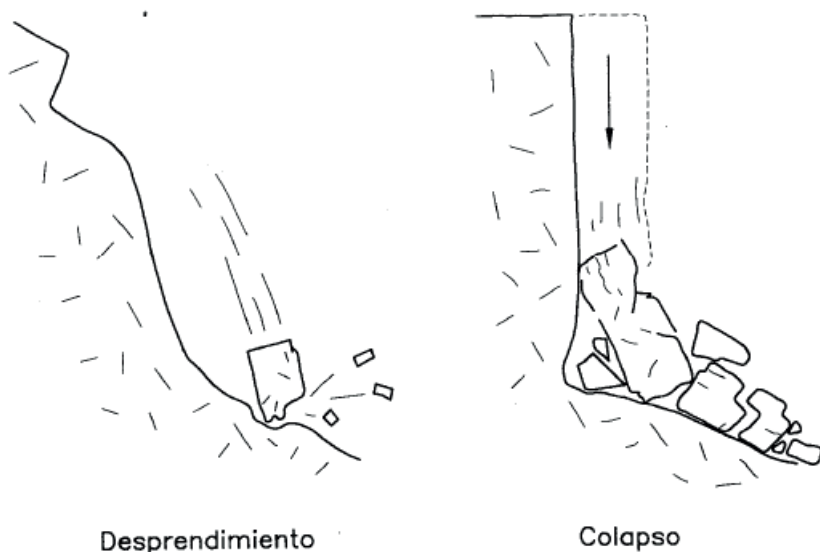


Figura3.36: Mecanismos de desprendimiento y colapsos (COROMINAS & GARCÍA-YAGÜE, 1997)

Los deslizamientos (slides), son desplazamientos ladera abajo de una masa de suelo o roca, que tiene lugar predominantemente sobre una o más superficies de rotura, o zonas relativamente delgadas con intensa deformación de cizalla. Elementos característicos de este tipo de movimiento son la presencia de superficies de rotura definidas y la preservación a grandes rasgos de la forma de la masa desplazada. Esto es, el deslizamiento conlleva el movimiento de una gran masa de roca que durante su desplazamiento comenzará a individualizarse en bloques de diversa entidad atendiendo a las familias de diaclasas y discontinuidades que afectaban al substrato. Esto dará lugar a galerías o pasajes relativamente estructurales, adaptados a esas diaclasas o a rotaciones parciales de las mismas.

Los rasgos morfológicos de las cavidades estudiadas no dependen directamente del tipo de mecanismo de propagación. Dependen más de la configuración y emplazamiento resultante tras el movimiento. Así, en terrenos magmáticos, consideramos dos grupos de cuevas:

- Ríos de bloques, cuando la acumulación de bloque (colapso, deslizamiento,...) se produce en el fondo de un valle, interaccionando con un curso de agua.
- Mares de bloques, cuando los bloques se sitúan a un pie de escarpe, no concentrados en el fondo de un valle, o bien forman una extensión en una vertiente o llanura al pie de un escarpe.

3.3.5.1.1. Ríos de bloques

Bajo el término **cuevas en ríos de bloques** incluimos todas las acumulaciones de bloques producidas sobre un curso activo (o fósil), en el fondo y a lo largo de un valle. Se caracteriza por su extensión lineal (a lo largo del valle) y por la interacción entre el caos de bloques y las aguas que circulaban previamente por la vaguada.

Conviene distinguir los ríos de bloques de los sistemas (de bloques) estructurales. Superficialmente ambos tipos de cuevas pueden presentar el mismo aspecto exterior, y en ambos existe drenaje activo a través de los mismos. La distinción radica que en los sistemas estructurales, como hemos visto en el apartado 3.3.1, la cavidad principal se desenvuelve dentro de un elemento estructural VIDAL ROMANI (1989: 124-125), mientras que en los ríos de bloques la cavidad principal está configurada por la asociación de los espacios libres que existen entre los bloques, y entre los bloques y el substrato.

STRIEBEL (1996) denomina a estos ríos de bloques como sistemas de bloques fragmentados y erosionados (Boulder Fragment Caves or Erosion Boulder Caves (en.); Blocktruemmerhoehlen, Erosionsueberdeckubgshoehlen (gr.)), y serían cavidades originadas a partir del deslizamiento o caída de bloques de roca sobre un curso activo, bloqueándolo. El agua buscará nuevos caminos a través de los bloques, originando así cavitaciones y cavidades asociadas a estos nuevos cursos (STRIEBEL, 1996): "This is an important combinational type of boulder cave and erosion cave. If a rock slide occurs within a narrow, water-carrying gorge, the creek is first blocked by boulders. It erodes these boulders by finding a new way and forms water-carrying cavities and caves. Later there may occur further rock slides caused by continued erosion... Such caves may occur generally in deeply incised, water-carrying gorges in rock beds crossed by joint or fissure networks".

Es un tipo de cueva relativamente común: Por ejemplo, IKEDA (1998: 102-107) describe varias cuevas Coreanas desarrolladas en graniodorita (cueva Yasumori, cueva Ootani-heisei, cueva OyobiAndigu) y que serían sistemas de bloques asociados a "un pseudo-flujo de roca" que presenta un curso de agua subterráneo. Las topografías incluidas por este autor representan acumulaciones de bloques techando un curso de agua y dando lugar a espacios subterráneos de diversa entidad. La figura 3.37 muestra el croquis topográfico elaborado por IKEDA.

Se han localizado referencias a sistemas de este tipo en Austria (en Salzburg y en Yspertal, con cursos subterráneos de hasta 500 m de desarrollo y 36 m de desnivel), Brasil (sistema do Quebra Corpo, ver figura 3.38, Municipio de Socorro, São Paulo), China (Misteryous Cave, Thianzhushan Geopark, donde se citan varias cuevas formadas por grandes bloques caídos sobre una zona de cañones), EEUU, con numerosas referencias (ver atlas de CHARBERT & COURBON (1997)), destacando T.S.O.D. Cave System, curso del río Lost

Creek en New York, y que con 3.950 m de desarrollo y 51 m de desnivel, es la mayor cueva en granitos conocida en el mundo; Egipto (Sid Daud – Wadi Talla, en Monte Sinaí), Francia (Trou du Diable, en Bretaña), Malasia (Batu Maloi Cave – Gua Batu Maloi, Mount Tampei Forest Reserve), Swaziland (Gobholo Cave (SCHEUERER et al. 2013)) y Vietnam (Ma Da Gui, Lam Dong).

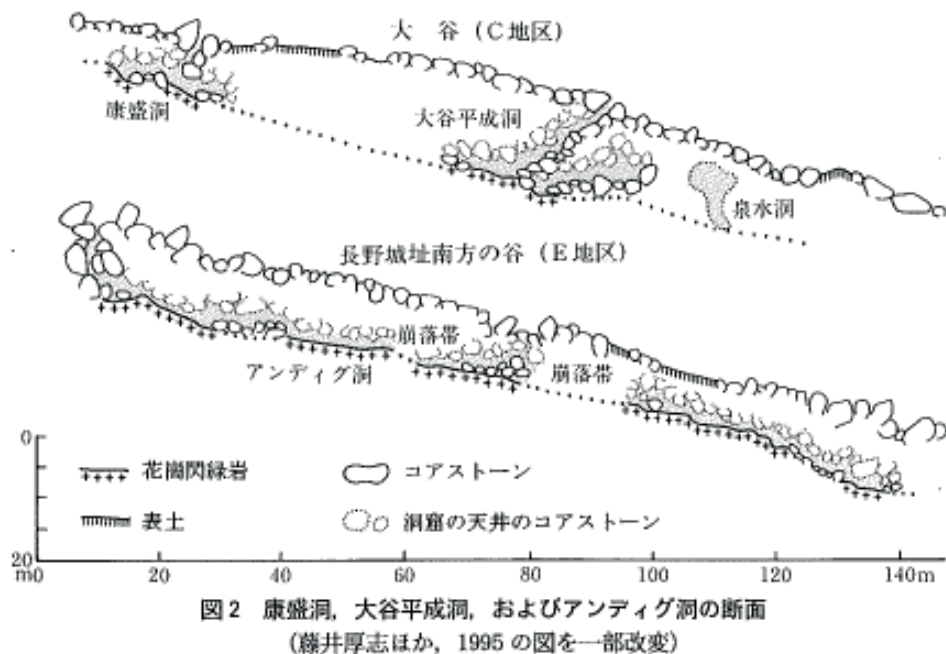


Figura 3.37: Croquis topográfico de uno de los ríos de bloques de Corea. Figura y cita de IKEDA (1998).

Se han localizado otros sistemas cuyas fotografías muestran numerosas formas de erosión rotas, pero que a través de las referencias disponibles no se ha podido confirmar si se tratan de sistemas estructurales o si se tratan de ríos de bloques que han enterrado y roto formas preexistentes: Así tenemos Río Subterráneo de la Hornilla (Pampa de Achala, Córdoba, Argentina), Crombie's Cave (New South Wales, Australia) (OLIER et al, 1994) con un curso subterráneo de 65 m de desarrollo, con pocas formas de erosión, pero con bloques que aparentan mantener consistentemente la orientación. No identifican la existencia de un elemento estructural guía, por lo que la cueva se interpreta como un río de bloques asociado a un deslizamiento y colapso de un talud. En este artículo se citan otros sistemas similares como Britania Creek y Labertouch Cave, ambas en Victoria (Australia). Aparecen también otras referencias a cavidades de bloques en Giwarren National Park (Queensland, Australia), como el sistema Undergorund Creek Cave, que presenta grandes formas de erosión rotas (¿sistema estructural?). También se han localizado referencias que indican circulación de agua entre bloques en las Mount Bufalo Underground River Cave y Armagedon Cave, ambas en Victoria (Australia), pero no se han localizado datos que permitan una clasificación adecuada de estas cavidades.

En la Península Ibérica, principalmente en el NW, se han estudiado varios ríos de bloques con dimensiones que varían desde los 36 a los 1.800 m de desarrollo total: Sistema de A Porteliña (GWS84 UTM 29T 520.687 4.669.754 196), O Cibro (GWS84 UTM 489.821 4.747.434 364), A Trapa (GWS84 UTM 29T 526.942 4.661.144), Casa do Demo (GWS84 UTM 29T 523.147 4.664.819 194), A Cunchosa (GWS84 UTM 29T 514.885 4.683.260), y Cobreiras (GWS84 UTM 29T 523.160 4.665.078 340).

A diferencia de los sistemas estructurales (cañón techado), el desarrollo principal de la cueva se produce en el contacto de la masa de bloques con el fondo del valle, enterrando el curso preexistente. Eso no quita que en algunos sistemas como en O Cibro y A Trapa, existan tramos aislados de marcado carácter estructural.

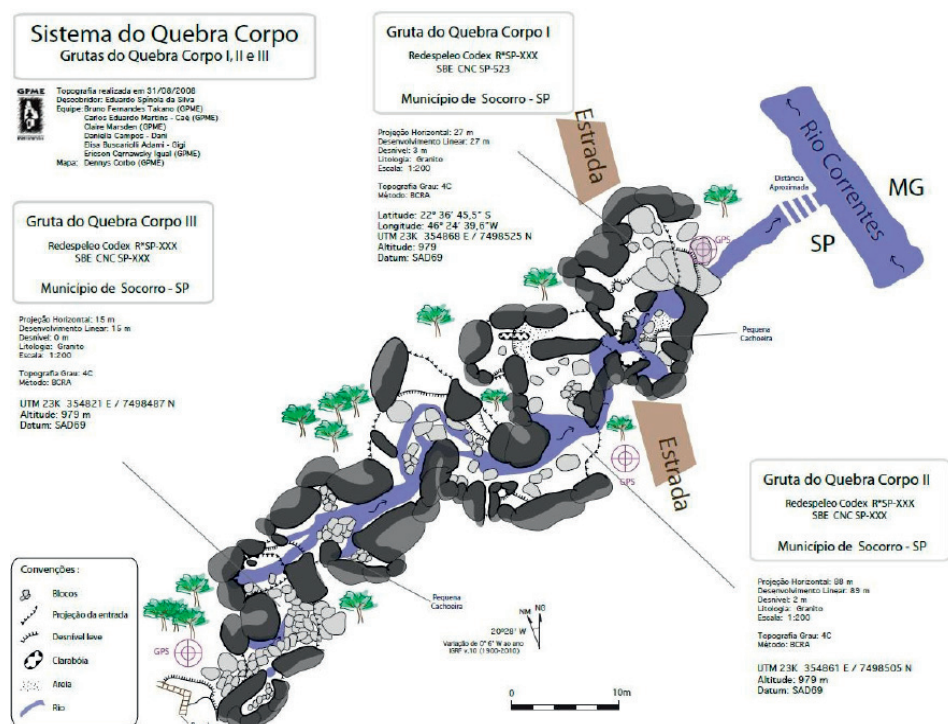


Figura 3.38: Topografía del Sistema do Quebra Corpo elaborada por GPME - Grupo Pierre Martin de Espeleologia (com pers. IUX. 2010).

Los movimientos pueden ser deslizamientos rocosos en masa como en A Trapa o deslizamientos-collapsos de un escarpe como en A Porteliña, A Cunchosa, Casa do Demo, Cobreiras, y Cibro. La gran diferencia entre ambos tipos de movimiento es que en los deslizamientos la masa desplazada tiende a mantener, aunque con ciertas rotaciones, las posiciones relativas entre los bloques, mientras que en los collapsos, la estructura resultante es desordenada y caótica.

Uno de los ejemplos más simples para ilustrar movimientos de pequeña entidad es la cueva de Casa do Demo, que se localiza en la parroquia de Vincios, ayuntamiento de Nigrán

(Pontevedra). La cavidad se emplaza en granito de dos micas (MAGNA50 261, IGME, 1978). Es una pequeña cavidad formada por el deslizamiento y caída de una masa rocosa desplazada a favor de la estructura de lájas, con buzamiento hacia la vaguada, sobre un pequeño regato. Ver figura 3.39. La cavidad tiene un desarrollo total de 36 m y presenta un desnivel de 2 m. En el frente del escarpe, donde predomina el deslizamiento sobre la caída de bloques, los pasajes son estrechos y perfilan la junta abierta por el movimiento de la masa rocosa. Se aprecia un zapamiento en la base del talud rocoso. En alguno de los notches se desarrollan espeleotemas de ópalo-A y pigotita. Debido al tamaño de los bloques la cavidad presenta un espacio subterráneo (semi-subterráneo) amplio y de gran altura lo que permitió el uso de esta cueva como abrigo para diversas actividades antrópicas. Dentro de la cavidad se conserva el asentamiento de un yunque utilizado por los canteros para la preparación de herramientas.

Otro ejemplo, de mayor entidad, es el sistema de A Porteliña, localizada en la parroquia de Freixo-Valadares, en el ayuntamiento de Vigo (Pontevedra). Esta cavidad alcanza los 105 m de desarrollo con un desnivel de 7 m. Es uno de los primeros ríos de bloques estudiados. Aparentemente, parte de la cueva está asociada a un deslizamiento de la vertiente N y parte al colapso de un talud rocoso y que enterró una cueva lapa en el fondo de una vaguada que está asociada a una falla de dirección N60°E y presenta un curso estacional de poco caudal.

Esta cueva presenta dos espacios diferenciados: En su cota más alta (con respecto al fondo del valle), se conserva una estructura lapa cubierta por bloques caídos y que conecta con la acumulación de bloques que configuran el resto del sistema. Ver topografía morfológica de la cavidad en el capítulo 2, figura 2.5. El resto del sistema es un río de bloques y el desarrollo de la cavidad consiste en los vacíos interconectados a lo largo del pequeño curso subterráneo. En la lapa se desarrollan interesantes conjuntos de bioespeleotemas, predominando el ópalo biogénico en techos, si bien también se aprecian algunas formas de flujo de pigotita que fosiliza parcialmente y de forma discontinua, el piso de la cavidad a lo largo del río de bloques, cubriendo el canal del curso subterráneo. Salvo algunas superficies inclinadas, las galerías presentan paredes rugosas. El drenaje de agua a través de la cavidad es de poca potencia y apenas produce erosión en la roca, aunque si afecta a la colada de pigotita que ha perdido los microgours superficiales y presenta algunas acanaladuras. Esto indica la existencia de episodios diferenciados en los que ha predominado de forma alternada bien el drenaje, bien el desarrollo de formas deposicionales. El anaglifo 1.15.c muestra en conjunto los espeleotemas de ópalo y pigotita que se desarrollan en las superficies de la lapa enterrada.

El mayor río de bloques producido por el colapso de las vertientes donde se emplaza, que se ha estudiado, es el sistema de O Cibro, localizado en Monte Pindo, en la provincia de A Coruña. La cavidad se desarrolla en graniorita biotítica (MAGAN50 93, IGME 1978). Este sistema no ha sido cartografiado, y por lo tanto no disponemos de una medida de desarrollo total. En base a la cartografía disponible se ha estimado que el río de bloques salva un desnivel de 60 m.

En la figura 3.40.a se puede apreciar como los bloques que conforman el sistema provienen de ambas vertientes, aunque principalmente del colapso de la vertiente sur debido a la rotura del escarpe rocoso. Las caídas de bloques en algunas zonas se superponen, lo que nos indica que los movimientos en las vertientes se han producido en varias etapas diferentes. Han entrado en juego bloques de gran tamaño como se aprecian en las figuras 3.40.b y 3.40.c. En la fotografía 3.40.b, los bloques situados a la izquierda del espeleólogo forman un escarpe natural en cuya base, y siguiendo las diaclasas que separan los grandes bloques (figura 3.41), circula el curso que atraviesa esta cavidad.

A pesar de su estructura caótica, las dimensiones de los bloques permiten configurar algunos espacios subterráneos amplios. Se han observado numerosos bloques de pequeño tamaño actuando como puntal o apoyo de grandes bloques (figura 3.42.c). Muchos de estos apoyos presentan roturas transversales y longitudinales debido a los esfuerzos a compresión. (ver figura 3.42.e), lo que da lugar a una estructura muy inestable.

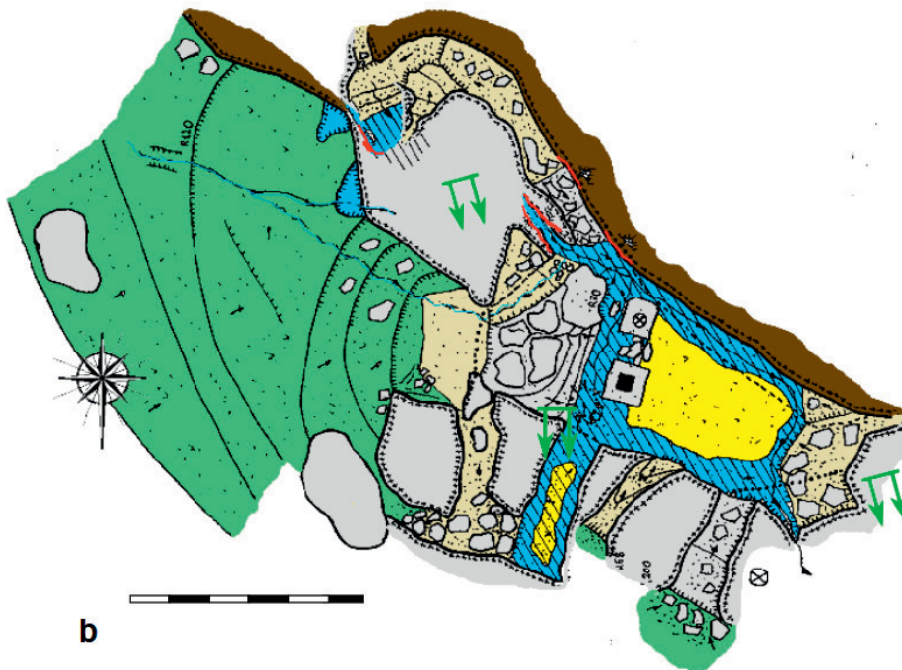


Figura 3.39: Casa do Demo: (a) Vista exterior . Se trataría de un deslizamiento hacia la vaguada a favor de la estructura de lajas; (b) topografía (planta) morfológica. Existe un zapamiento en la base del escarpe sur. En el se localizan los espeleotemas de pigotita y ópalo-A. En el centro de este espacio topográfico se ha señalado la situación del yunque y fragua subterránea. Topografía de base en (VAQUEIRO et al. 2005).

El estudio del sistema se ha efectuado en campo y en base a la ortoimagen del terreno que se muestra en la figura 3.43. Sobre la vista aérea se han señalado los límites del colapso de la vertiente, así como las discontinuidades principales y las direcciones de caída de bloques.

El sistema está caracterizado por la existencia de un curso de aguas canalizado entre bloques siguiendo la dirección aproximada N121°E (ver figura 3.41 y 3.42.f) Esta discontinuidad está delimitada por un escarpe rocoso al norte, y por restos de unas estructuras acastilladas de pequeña entidad al sur. Estas estructuras acastilladas han sido arrasadas por la caída de bloques desde la vertiente sur, provocando inclusive la rotación y desplazamiento del castillo de bloques a favor del cono del talud (ver figura 3.40.b). En la ladera norte, el talud está cortado por una diaclasa de dirección aproximada N350°E y que parece dirigir el drenaje subterráneo en el tramo medio-bajo de este sistema. Aguas abajo de esta intersección las caídas de bloques provienen de ambas vertientes y se superponen, configurando con bloques de menor tamaño un cono de talud de poca potencia bajo el que circula inaccesible el curso subterráneo de O Cibro. Localmente se han localizado algunas bocas que permiten acceder hasta el curso de agua que circula completamente difuso.

El curso es en general anastomosado con circulación difusa en el fondo de la vaguada, principalmente en períodos torrenciales, aunque los tramos del curso medio guiados por las discontinuidades referenciadas anteriormente y configurados por los retazos de los taludes rocosos enterrados bajo la colada de bloques, presentan una circulación en un canal semi-estructural, de perfil escalonado. Se han apreciado algunas superficies ligeramente pulidas por la erosión pero en general las superficies son granudas e irregulares, y no se han evidenciado formas de erosión (marmitas, acanaladuras, notches).

A lo largo del curso se forman depósitos de poca entidad, generalmente formados por cantos angulosos y gravas poco erosionadas. Asociadas a estos depósitos se ha evidenciado la presencia de fragmentos cerámicos con poca rodadura (y preservando inclusive la decoración), con edades TL de 0.920+/-0.50 a 1.50+/-0.48 ka BP (SANJURJO et al. 2013), si bien se han identificado materiales con tipologías de edades mucho más antiguas. Ya se ha indicado que el curso es predominantemente torrencial lo que conlleva el asumir que parte de los materiales proceden de los espacios más amplios situados entre el curso medio y el sumidero de este sistema aguas arriba.

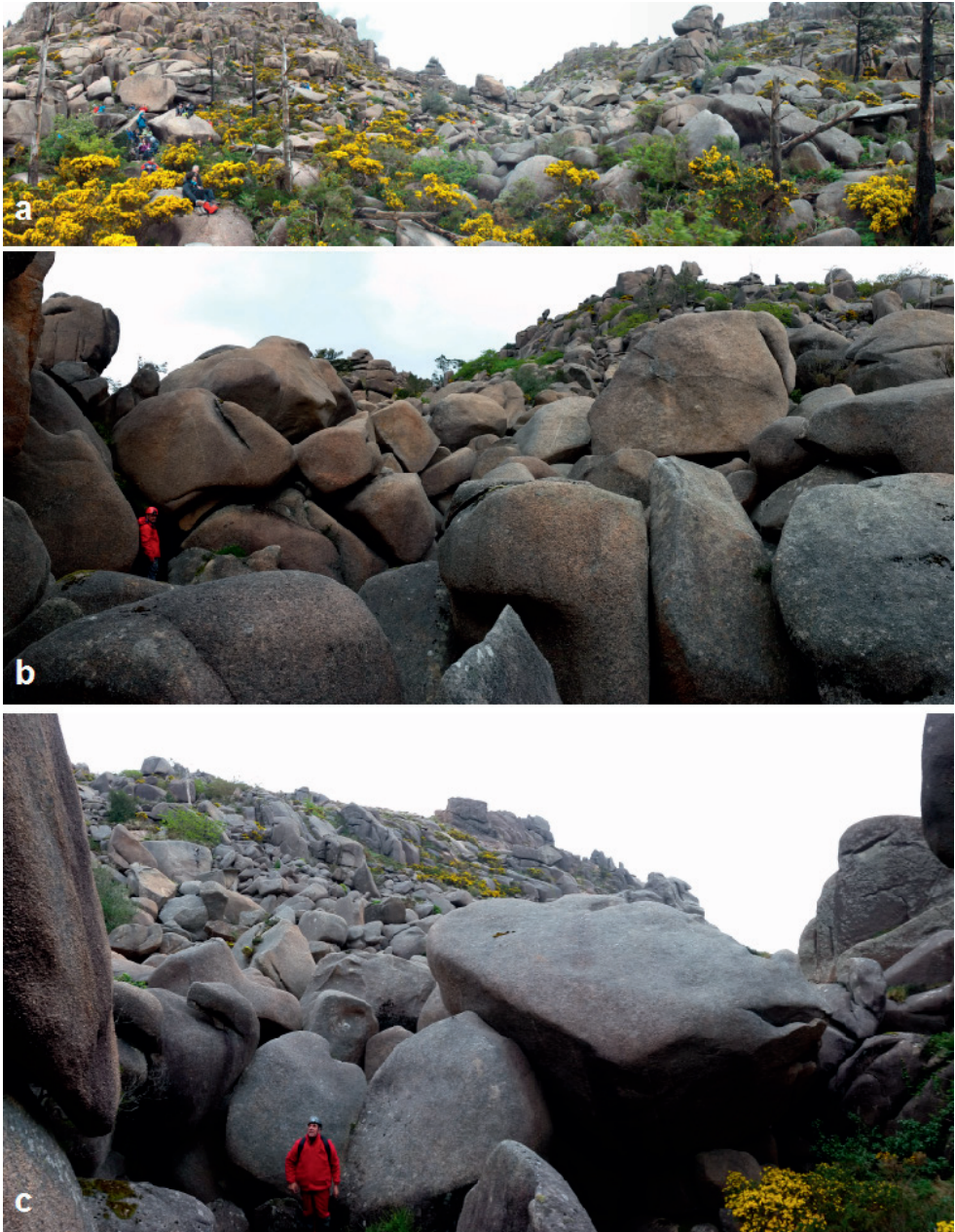


Figura 3.40: Sistema de O Cibro. (a) Vista general del río de bloques. Fotografía tomada desde la surgencia de este sistema. Los bloques rellena la vaguada en toda su longitud aunque con diferente potencia; (b) apoyo de los bloques caídos de la vertiente sur contra el escarpe de la vertiente norte; (c) vista frontal de la colada de bloques proveniente de la vertiente sur.

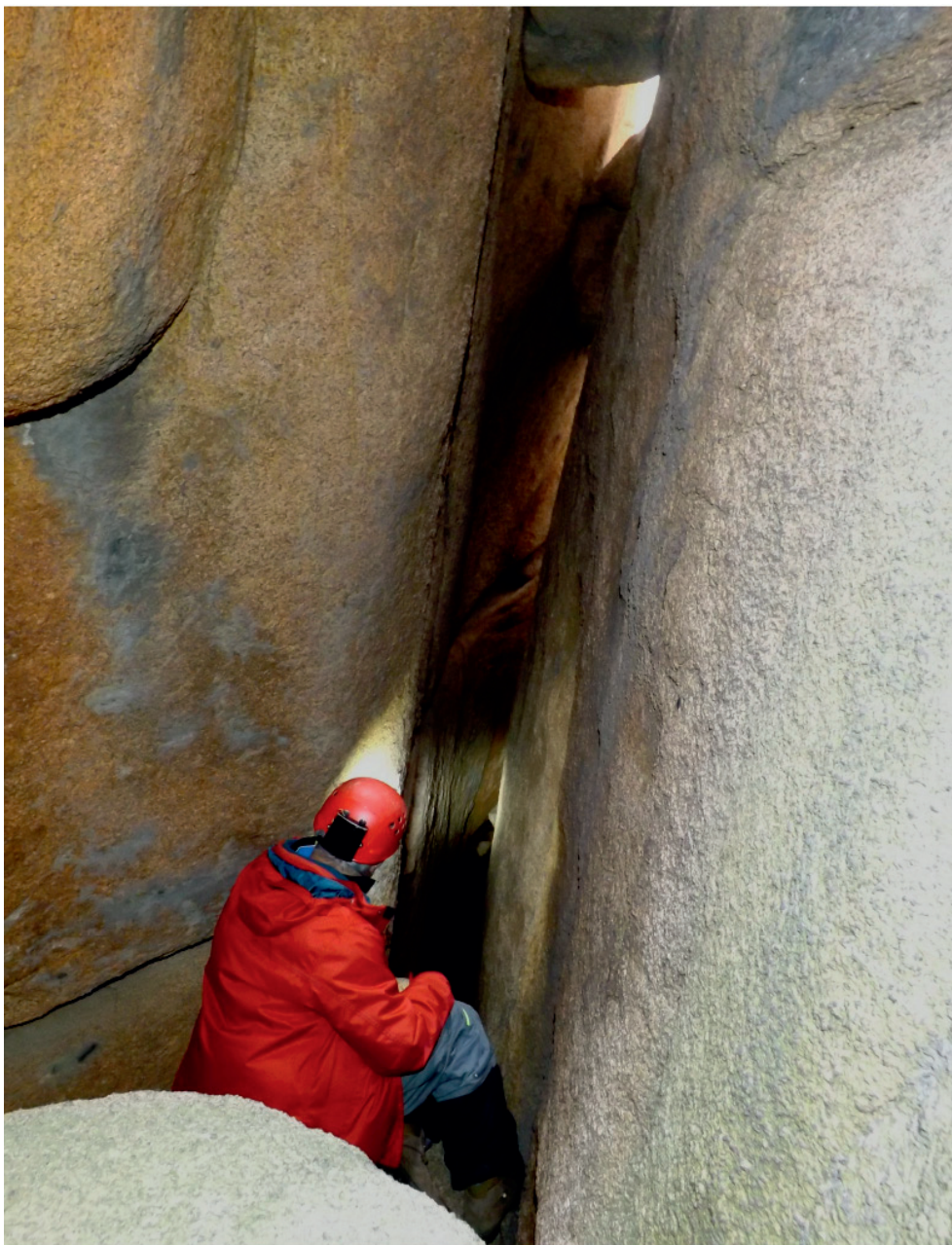


Figura 3.41: Sistema de O Cibro en su curso alto: Diaclasa de dirección aproximada N121°E que canaliza el curso subterráneo entre el escarpe rocoso de la vertiente norte (derecha) y retazos de estructuras acastilladas (izquierda), semi-enterradas y parcialmente basculadas por el impacto de la colada de bloques



Figura 3.42: Sistema de O Cibro: (A) Espeleotemas de ópalo-A desarrollados sobre un bloque; (b) espeleotemas de techo, desarrollo de la costra asociada a la fisura; (c) bloque con superficie pulida (espejo de falla) de pequeño tamaño actuando de puntal y apoyo de los grandes bloques del techo; (d) depósitos formados por cantos

angulosos y fragmentos de roca y cerámica, mostrando escaso ordenamiento y erosión; (e) bloque roto a compresión. Nótese el desarrollo de espeleotemas en su base (capilaridad?); (f) circulación del curso entre los bloques en las proximidades del sumidero. No se evidencian huellas de erosión.

El sistema de O Cibro es de los pocas cuevas en granitos en los que no se han localizado depósitos de pigotita lo que podría deberse a la ausencia de suelo s.l. en el macizo de O Pindo. Abundan los espeleotemas de ópalo biogénico con un abanico amplio de morfologías. Se evidencian depósitos asociados a escorrentía, concentrándose los bioespeleotemas en las ariastas y superficies hacia las que se concentra el agua. También depósitos colgados y asociados a los puntos de contacto de bloques. También aparecen asociados a fisuras y juntas abiertas, predominando las formas nodulares de gran tamaño en las superficies inclinadas no extraplomadas (o sea mayor tamaño en las formas presentes en las superficies de pendiente positiva).

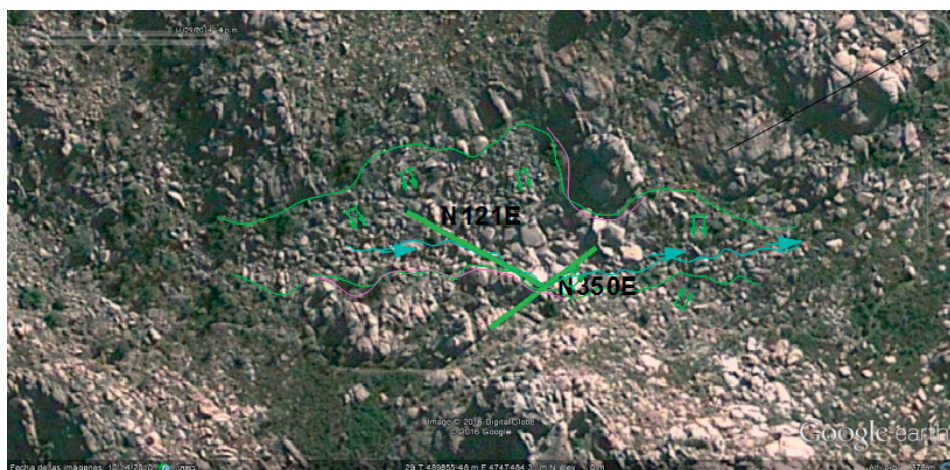


Figura 3.43: Ortoimagen centrada en el sistema de *O Cibro*. Sobre el río de bloques se han señalado los elementos más relevantes. Las líneas rectas verdes marcan las dos diaclasas principales y que configuran el curso subterráneo del sistema en su tramo central. Las líneas magentas señalan los escarpes rocosos que limitan el sistema. Las líneas onduladas verdes señalan las cabezas de los colapsos. En azul se marca el curso subterráneo en los tramos que se ha visitado. Fuente GoogleMaps.

Los sistemas de cuevas descritos hasta ahora configuran su espacio subterráneo principalmente en el “canal” techado por los bloques caídos. Sin embargo cuando se combinan varias fases de movimientos, o cuando los movimientos no son paralelos al eje de la vaguada, los bloques pueden definir espacios subterráneos, interconectados en su totalidad o no, y que describen “arcos” paralelos al frente de deslizamiento, lo que da lugar a la existencia de galerías paralelas, no superpuestas (no constituirían niveles) con extensión lineal siguiendo el frente del deslizamiento y en distintas cotas a lo largo de la ladera.

Un ejemplo lo tenemos en los sistemas de cuevas de A Cunchosa, en Aldán, Cangas (Pontevedra). Estas cuevas se emplazan en una graniodorita con megacrístales feldespáticos (MAGNA50 223, IGME, 1978). Las cuevas se han desarrollado en una acumulación de bloques a lo largo de una vaguada de dirección N350°E. Los bloques provienen principalmente del colapso de un escarpe oblicuo con respecto al eje de la vaguada. Paralelas al frente del deslizamiento existen varias cuevas, cuando menos se han identificado tres, no

interconectadas aunque si comparten las aguas que drenan a través de ellas y situadas en diferentes cotas. Solamente se han topografiado las cuevas asociadas al curso principal. La figura 3.44 muestra una vista aérea de la zona de la cavidad sobre la que se han señalado los rasgos más significativos: Destacan los escalonamientos rocosos producidos a favor de planos de dirección aproximada N35°E. Las figuras 3.45.a y 3.45.b muestran el escarpe principal colapsado y una vista de la vertiente Este. La fotografía 3.45.c. muestra la surgencia (manantial) del curso subterráneo en la playa. A su izquierda se aprecian varios bloques caídos apoyados sobre un nivel de playa pre-existente formado por cantos rodados de granito de diverso tamaño.



Figura 3.44: Ortoimagen del sistema de *A Cunchosa*. El modelo 3D de la cavidad se ha exportado como KML para su inclusión como capa sobre la ortoimagen (azul oscuro). En verde se señalan los planos de colapso del escarpe (N35°E). En magenta la dirección de la vaguada (N350°E). Haciendo uso del símbolo “sheeting with sliding” (ver apartado 2.5.2.5) se indican las direcciones de deslizamiento y colapso principales. Con el símbolo omega se señalan las situaciones de abrigos y cavidades aisladas pero asociadas a la acumulación de bloques y movimientos en esta vaguada. Fuente de la ortoimagen, Google Earth.

La cueva principal tiene un desarrollo total de 150 m y presenta un desnivel total (en sentido transversal al valle) de 13 m. Está caracterizado por la interconexión de tres espacios: Una galería que traza el curso de agua principal (el curso realmente es anastomosado) y que termina en una amplia sala, la Sala del Molino (ver figura 5.21 en capítulo 5), con evidencias de uso troglodita; un nivel paralelo a la galería del río pero desplazado en la vertiente y a +4 m con respecto al anterior; y una galería semi-estructural transversal (posiblemente una apertura a tracción por un deslizamiento secundario) que interconecta los dos espacios anteriores. Esta configuración se refleja claramente tanto en la topografía morfológica (ver figura 3.46) como en el modelo 3D (perspectiva), incluido en la figura 3.47.

El curso de agua tiene tramos cubiertos por espeleotemas de pigotita (3.48.a) que en tramos presentan erosión superficial. Estas formas deposicionales cubren a su vez depósitos de cantos rodados y cantos angulosos, y otros depósitos heterogéneos, formando una brecha-conglomerado (ver figura 3.48.b) que se extiende a lo largo del curso subterráneo.



Figura 3.45: Sistema de *A Cunchosa*: (a) vista general de la vaguada. La curvatura de la imagen es debido a la fotografía panorámica. Los deslizamientos son paralelos a la vaguada, sobre el que se superpone un colapso asociado a la falla transversal; (b) fotografía tomada en la vaguada a pié del escarpe principal; (c) vista de la colada de bloques que configuran el sistema desde la playa de Lagoelas. Se puede apreciar como los bloques caídos han alcanzado el nivel de playa.

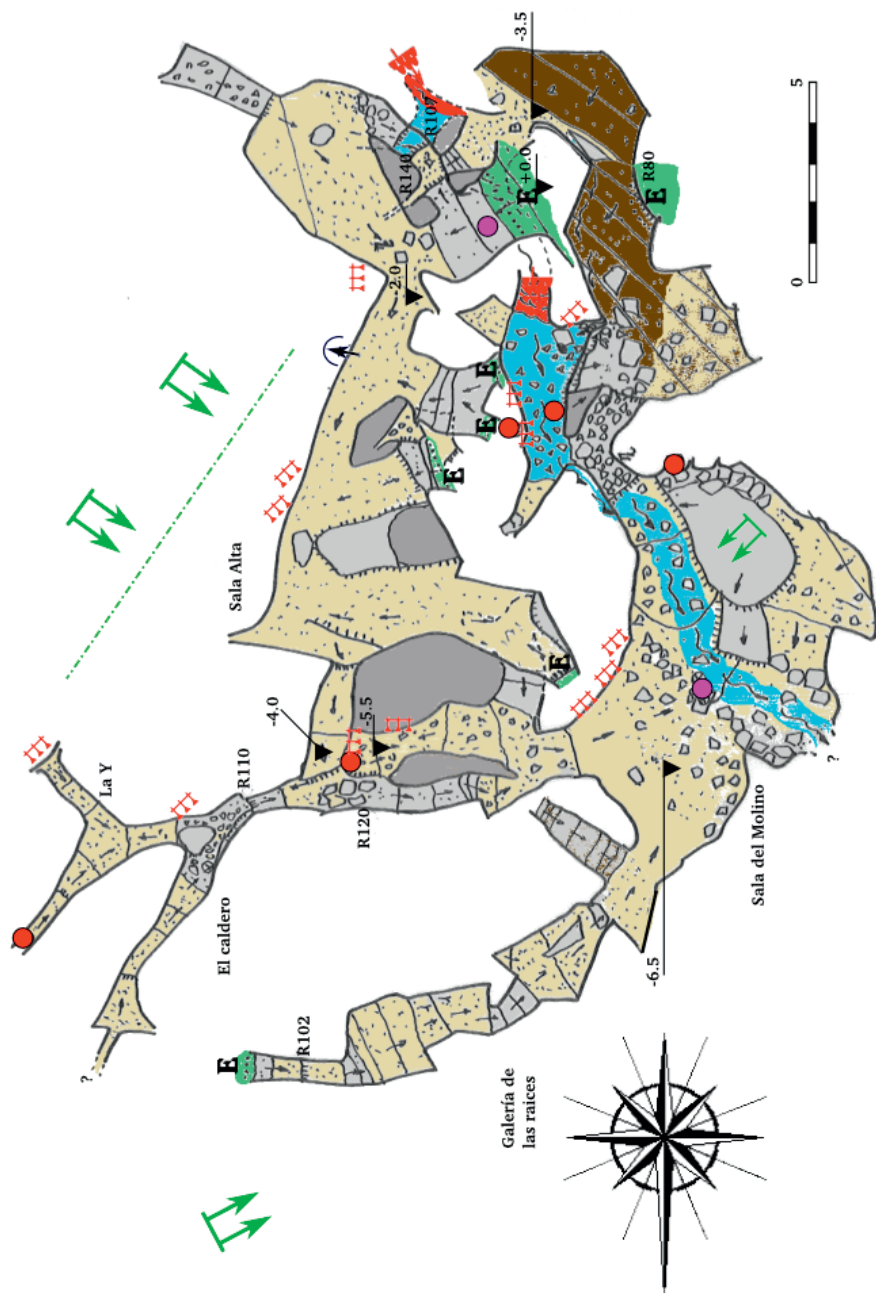


Figura 3.46: Topografía morfológica del Sistema de A Cunchosa. Sobre la topografía se han señalado los materiales arqueológicos observados durante los trabajos topográficos, tanto los líticos como los cerámicos. Destacan especialmente los conjuntos de espeleotemas de ópalo biogénico, y que se presentan en todos los niveles de cavidad. También los depósitos de pigotita localizados en el curso activo y que fosilizan a su vez depósitos fluviales preexistentes. Topografía base R.Costas y M.Vaqueiro 2015.

Puesto que los procesos deposicionales son incompatibles con los de circulación turbulenta y erosión, estas formaciones se han interpretado como retazos de eventos de cambio en el drenaje subterráneo: La superposición de depósitos asociados a flujos de distinta energía, la erosión y destrucción de los espeleotemas que los sellan, evidencian la existencia de distintas fases en el curso subterráneo, pasando de un transporte de alta energía (cantos rodados) a una fase de cese (predominio deposicional – espeleotemas) y una posterior reactivación de media energía con erosión de los espeleotemas y transporte de arenas y gravas.

En esta cavidad abundan también los espeleotemas de ópalo biogénico. Este tipo de espeleotemas habitualmente no aparecen asociados al curso de aguas, se sitúan sobre los bloques en techos y paredes. En esta cueva también aparecen próximos al curso de agua, en la parte baja de las paredes y de los bloques que lo delimitan (3.48.d), posiblemente relacionados con procesos capilares, aunque también en pequeños bloques asentados en zonas húmedas de inundación (3.48.e). También y asociadas a aguas de goteo, aparecen formas de flujo y formas nodulares (3.48.f). En los niveles superiores también se han localizado formas aciculadas, microestalactitas y otras formas nodulares.

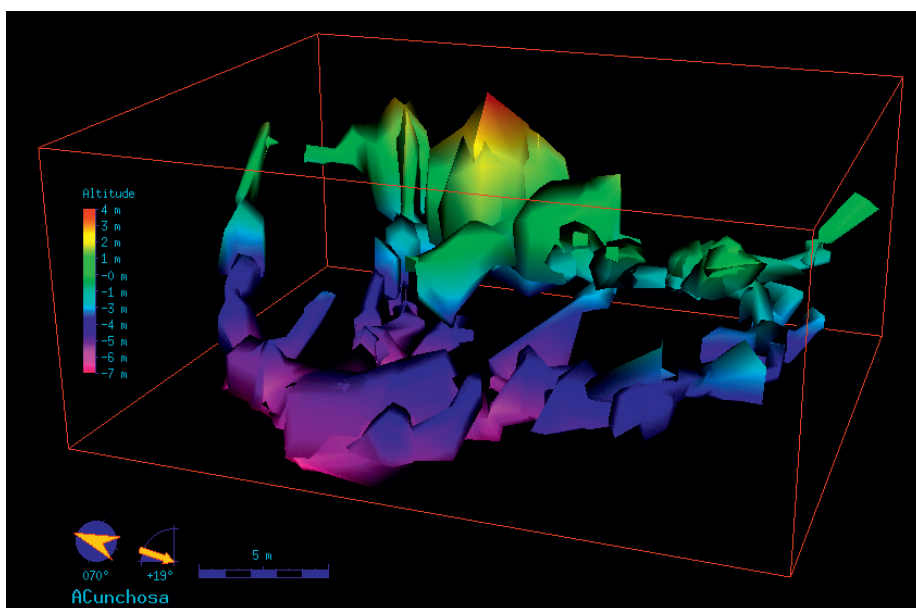


Figura 3.47: Modelo derivado, perspectiva del Sistema de *A Cunchosa*. Para facilitar su interpretación se usa un modo de gradado de color en función de la profundidad. Se ha proyectado en perspectiva el eje de la vaguada tal y como aparece en la ortoimagen anterior (magenta) y símbolos auxiliares para representar las direcciones principales de movimiento.

Asociados con los distintos depósitos aparecen fragmentos de cerámica y útiles líticos. SUAREZ (1997) describe en estas cuevas un yacimiento que adscribe como un episodio antiguo dentro del Neolítico gallego y configurado en dos núcleos diferenciados, el primero

constituido por un único abrigo aislado y el segundo por un grupo de “salas, agujeros y grietas” que configuran un segundo abrigo rocoso.

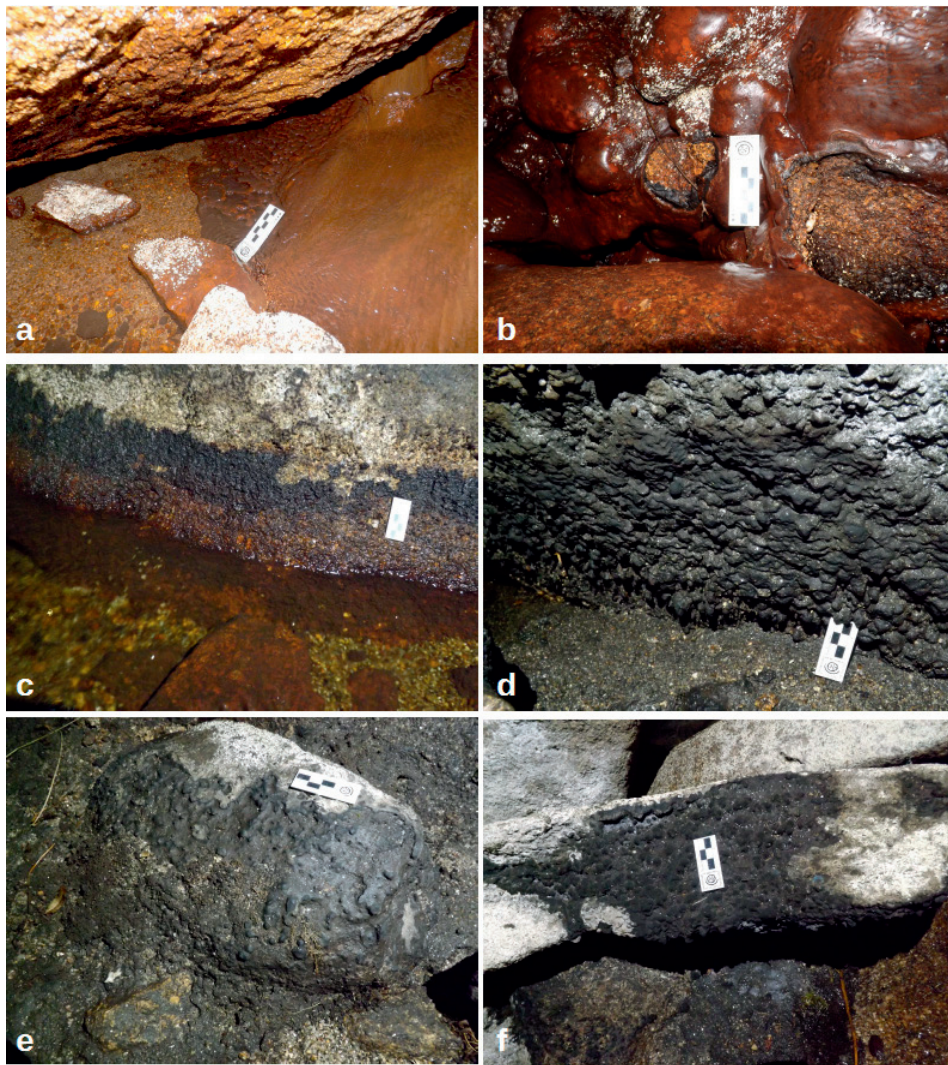


Figura 3.48: Muestrario de espeleotemas de A Cunchosa: (a) Colada de pigotita desarrollada a lo largo del curso activo, actualmente en proceso de erosión. Los microgours se colmatan de arenas y finos; (b) colada de pigotita que fosiliza cantos y bloques redondeados pequeños en tramos del curso subterráneo. La erosión actual está destruyendo la matriz del conglomerado; (c) desarrollo de costras Fe-Mn por encima de la zona de máxima avenida. La banda húmeda marca la zona de afecta por capilaridad; (d) y (e) algunos depósitos de ópalo están asociados a estas zonas húmedas en el contacto del bloque con depósitos fluviales. En (e) la capa blanquecina es una costra de carbonatos posiblemente originada por arenas y bioclastos provenientes de un nivel de playa (f) formas de flujo, goteo y estromatolitos de ópalo-A asociados a varios bloques superpuestos. El bloque inferior también está afectado por la humedad existente en los depósitos sobre los que apoya.

Conviene destacar que este sistema de cuevas se localiza por debajo de la cota correspondiente a la máxima transgresión marina durante el Pleistoceno (VIDAL-ROMANI, comunicación personal), lo que conlleva considerar la posibilidad de que el sistema hubiera estado sumergido, así como su interacción con el mar durante su emplazamiento en línea de costa. Se han localizado algunos depósitos arenosos colgados (ver figura 3.49.a) pero no se disponen de resultados morfológicos. Por otro lado, la morfología de la costa entre Lagoelas y Cabo Udra es muy similar. En la zona intermareal afloran domos graníticos de diversa entidad que presentan acumulaciones de bloques en su “cima” o disyunciones de bloques con pequeños deslizamientos a favor de los planos de discontinuidad de la estructura de las lavas.

Las ortoimágenes de la costa muestran incluso domos graníticos sumergidos con las mismas acumulaciones y trazas de deslizamiento. Y la cartografía marítima-costera permite presumir, a partir de las cotas de nivel, la existencia de una vertiente relativamente pronunciada, similar a la observada por encima del nivel del mar y que alcanza los -20 m de profundidad. Algunos submarinistas de la zona señalan la existencia de acumulaciones de grandes bloques (com. Pers. 2015) y que sin más datos, cabe interpretarse como el colapso de un talud rocoso similar a los evidenciados en superficie.

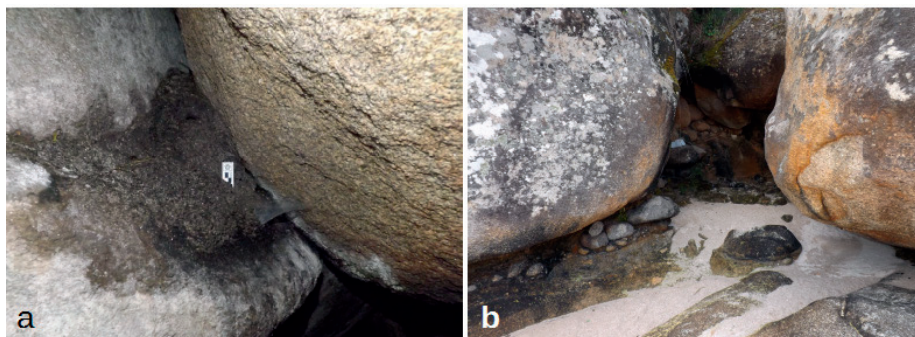


Figura 3.49: (a) Depósito arenoso colgado entre los bloques en el nivel inferior de A Cunchosa; (b) Detalle de grandes bloques caídos y asentados sobre depósitos de playa más antiguos.

DURAN et al. (2006) señalan una estabilización del ascenso del nivel del mar en la Ría de Vigo durante la última deglaciación entre los -25 y -30 m, hacia los 8,2 kyrBP, con un ascenso posterior lento de unos 3 mm/año. Con esta consideración y dependiendo de la localización exacta de estas acumulaciones submarinas de bloques “de gran tamaño”, sus cavidades asociadas podrían haber estado emergidas durante los períodos de ocupación del sistema de A Cunchosa.

Dentro de los ríos de bloques estudiados, y asociados a deslizamientos rocosos en masa, destaca sin duda el sistema de A Trapa, con un desarrollo vertical de -98 m entre el sumidero principal y la surgencia, y con más de 1.500 m de desarrollo de pasajes. Esta cavidad se emplaza en granito de dos micas (hoja MAGNA50 261, IGME, 1978) y será analizada en detalle dentro del capítulo 4.

A nivel internacional destaca el sistema de Gobholo (Mabene, Swaziland). Las fotografías de superficie muestran movimientos de grandes bloques provenientes de ambas vertientes, enterrando el río Gobholo. La distancia entre el sumidero y la surgencia es de 1,8 km (SCHEUERER et al. 2013). Ver figura 3.50.

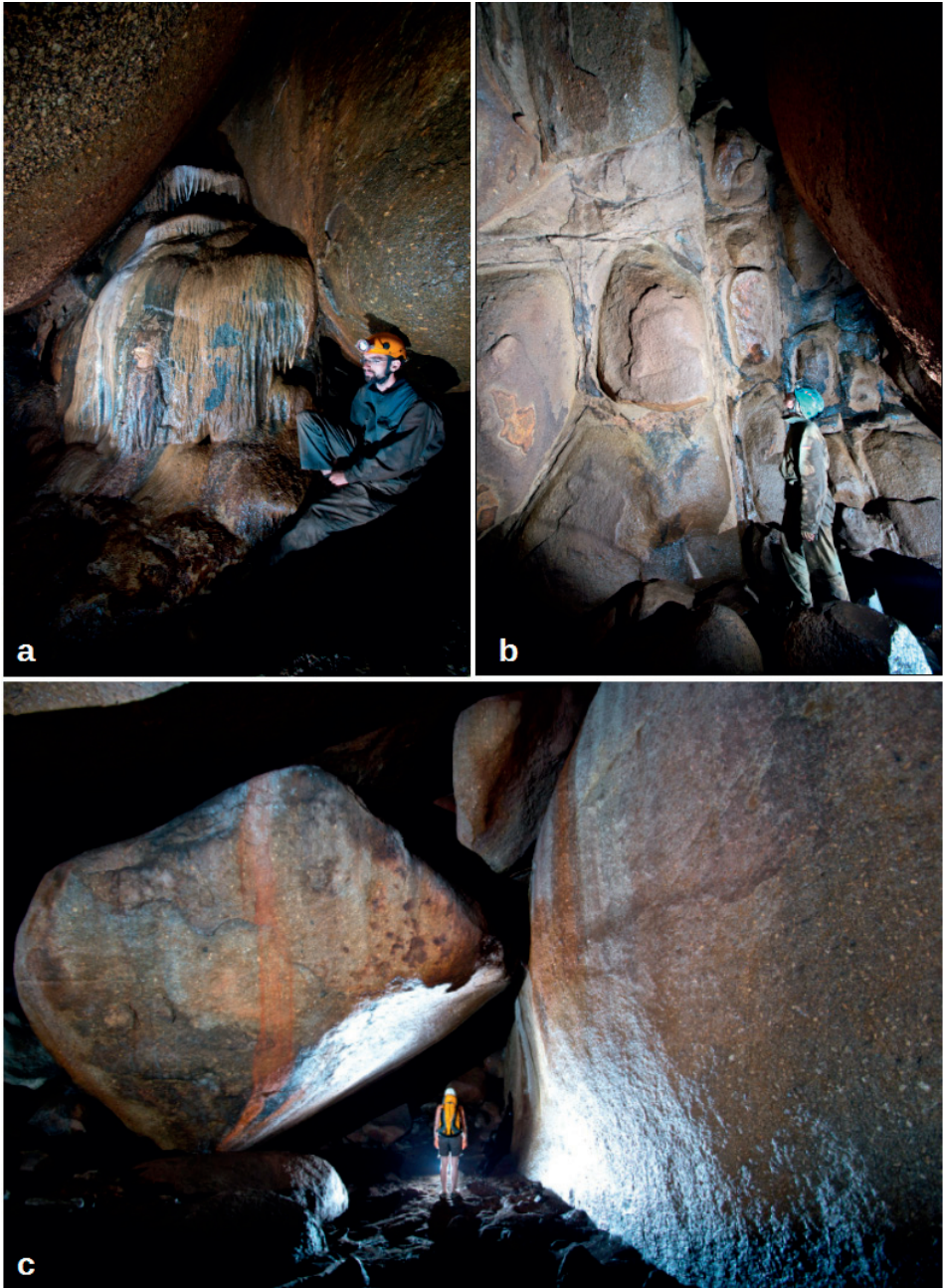


Figura 3.50: Sistema de Gobhola: (a) Colada de pigotita en la zona profunda de la cueva; (b) alteración subsuperficial del macizo desarrollada según el sistema de discontinuidades; (c) sala próxima a la entrada turística. Fotografías T. Exel, incluidas en (BAUER et al. 2015). Incluidas con permiso de su autor.

3.3.5.1.2. Mares de bloques, campos de bloques

El término “talus cave” aparece profusamente en la literatura que hace referencia al pseudokarst. Bajo este término parecen incluirse todas las cuevas asociadas a movimientos en vertientes. Así BELLA (1998) define este tipo de cuevas como: “Underground hollows with the typical chaotic divergence among the loose boulders that originated by the decay of slid blocks on slopes. The boulders can often form block fields.”

En esta Tesis, y por la diferenciación morfológica de los pasajes, consideramos un grupo, que hemos denominado cuevas en mares o campos de bloques, dónde incluimos tanto las cuevas producidas en la acumulación de bloques al pie de un escarpe, como las producidas en la colada de bloques distribuida al pie de un escarpe, vertiente o llanura, pero que no producen el relleno del fondo de una vaguada, y que por tanto no interaccionan con un curso de aguas. Este tipo de cuevas pueden deberse tanto a la caída de un solo bloque, un simple desprendimiento, como al colapso de un escarpe. Por otro lado pueden formar campos de bloques de gran extensión (ver figura 3.51.b) o bien formar un caos de bloques relativamente concentrado (ver figura 3.51.a).



Figura 3.51: (a) Colapso de un escarpe formando una acumulación relativamente concentrada; (b) campo de bloques residuales.

El ejemplo más simple de cueva es el formado por el desprendimiento o caída de un solo bloque, formando un único espacio, semioscuro, de poco desarrollo y generalmente carentes de interés. Como ejemplo referenciamos la cueva llamada Abrigo de Peneites (Vigo, Pontevedra), formada por la caída de una gran laja de granito de feldespatos alcalinos, (MAGNA-50 223, IGME 1978), individualizada por diaclasas subverticales. La laja ha caído

sobre parte del afloramiento a pié del escarpe enterrando parcialmente molinos naviculares (Neolítico-Bronce) insculpidos en el basamento. El espacio subterráneo apenas tiene 3 m². Su valor es arqueológico por cuanto en los rellenos de la cavidad se ha localizado una de las muelas de molino. En el contacto de la laja con otros bloques se desarrollan depósitos de ópalo-A de pequeña entidad.

Son típicas las cavidades formadas en pequeños colapsos a pié de escarpes o de estructuras acastilladas (ver figura 3.52).



Figura 3.52: (a) Cuevas pequeñas formadas por el colapso de estructuras acastilladas; (b) o por la caída de los bloques aislados.

MÖRNER et al. (2011) incluye varias cavidades de talud asociadas a un escarpe de falla y clasifican genéticamente como cavidades de origen sísmico (paleoseismic cave). En la figura 3.53 se interpreta morfológicamente la topografía espeleológica original, tomando como base las fotografías y notas de campo tomadas durante mi participación en el 2nd International Conference on Granite Caves 2011. La cavidad tiene un desarrollo de 321 m y un desnivel (entre el punto más alto y más bajo de la colada de bloques) de 32 m. Otra de las cavidades que presentan es Eastern Klövberget Cave, localizada en un escarpe de 65 m de altura en el oeste de la península de Tyresö. La cavidad presente 362 m de desarrollo en diferentes niveles que salvan un desnivel de 15,8 m. El análisis realizado por MÖRNER (2003:240), indica que la masa rocosa que conforma el cono del talud es un gran bloque (flake) que rompió al caer al pié del precipicio. Esta cavidad estaría asociada a una falla inversa. Como rasgos principales en estas cuevas destacan los bloques angulosos y afilados. En los recorridos seguidos durante la visita no se han localizado espeleotemas en estas cavidades. La mayoría de los depósitos observados estaban formados por gravas y arenas procedentes de la alteración y fragmentación de los materiales autóctonos.

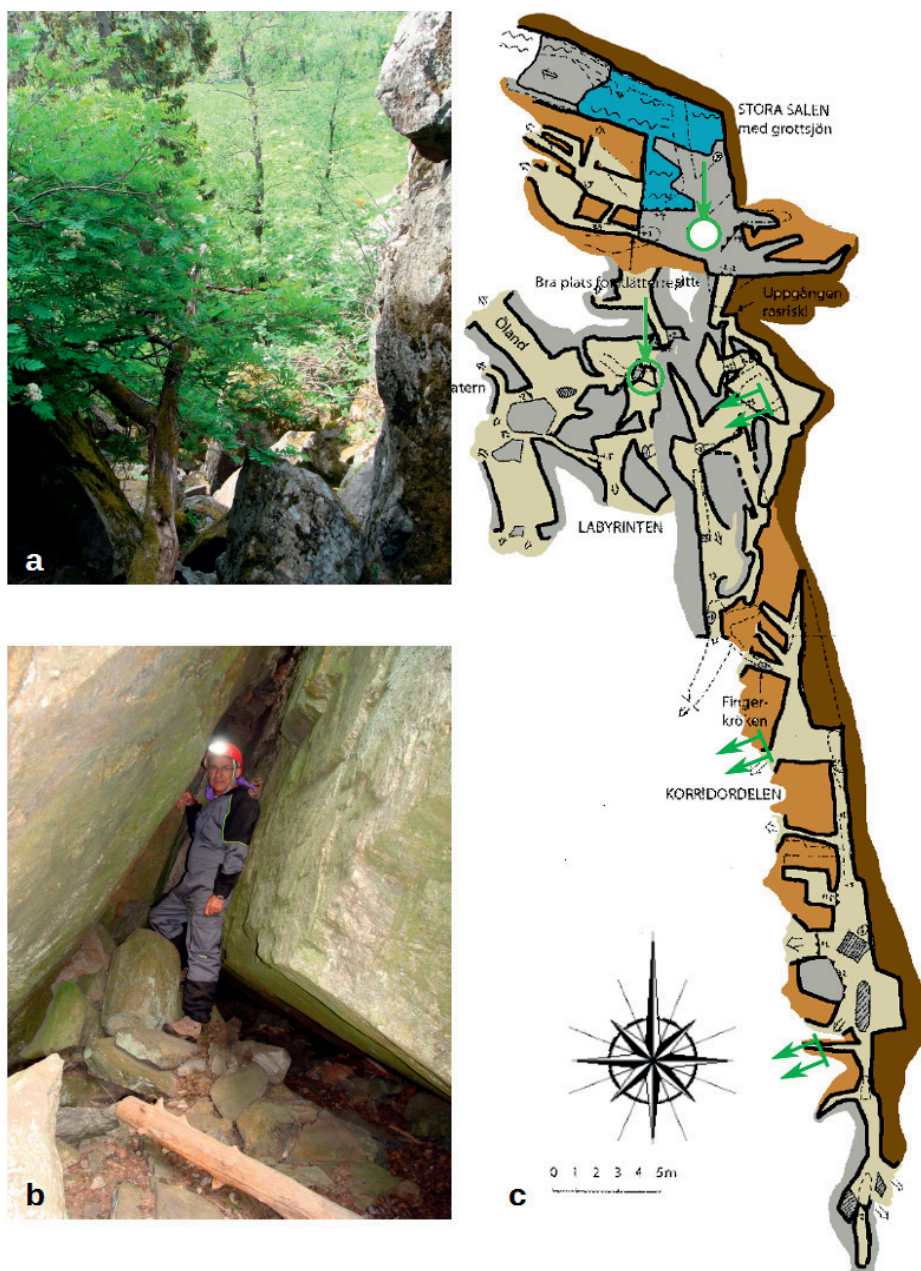


Figura 3.53: Cueva *Fruberget*: (a) Pié del escarpe. Acumulaciones lineal de bloques antes de llegar al colapso principal; (b) morfología de los pasajes a pié del escarpe; (c) topografía morfológica elaborada a partir de la original incluida en MÖRNER et al. (2011). Fotografías M. Vaqueiro 2011.

En general los colapsos de escarpes estudiados en Galicia son de poca entidad. En Montelouro se han localizado numerosas cuevas asociadas al colapso de un escarpe rocoso en el lugar de Pedras Louras, (ED50, UTM 29T 493.027,81 4.733.184,00), salvando un desnivel importante. Ver figura 3.53.a. El colapso aparenta estar asociado a una cueva de fisura que se preserva en la parte alta del talud. Dentro de las cuevas de bloques en la base del colapso se han observado bioespeleotemas de ópalo, así como bloques formados por fragmentos de tafone.

También los campos o mares de bloques estudiados son de poca entidad, y en general presentan cavidades dispersas en la colada de bloques, como ocurre también en Os Profundos de Montelouro (ED50 UTM 29T 493.082,19 4.73.457,52). La colada de bloques desciende más de 70 m de desnivel a lo largo su vertiente NO, dentro del que se localizado algunas cuevas. La figura 3.53.b muestra el frente del talud y parte de la colada de bloques en la zona NO de esta acumulación. Por el tamaño de los bloques y el espesor de la colada, solamente se configuran espacios subterráneos de pequeña entidad, en general no interconectados, pero que dan lugar a volúmenes que superan incluso los 2 m³.

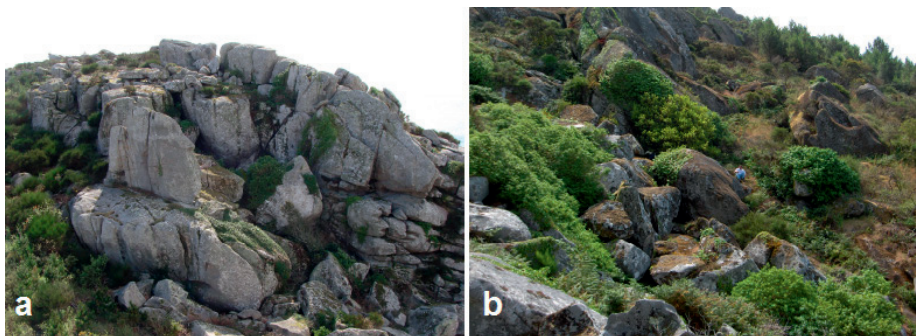


Figura 3.54: Montelouro (Louro-Muros, A Coruña): Cuevas de *Pedras Louras* (a) y *Os Profundos* (b)

Se han estudiado ejemplos de pequeñas coladas de bloques en los que el frente de la colada de bloques está formado por bloques de gran tamaño mientras que la colada de bloques está formada por bloques más pequeños. Estos bloques de gran tamaño conforman un abrigo en el frente del colapso que conecta con galerías definidas por los bloques más pequeños y que avanzan dentro de la colada. Las cavidades estudiadas son pequeñas. Destacar por su patrimonio natural y cultural asociado, la cueva de A Raís en Vincios (Gondomar, Pontevedra, GWS84 UTM 29T 523.440 4.665.430 331). Su desarrollo total no supera los 10 m, aunque se desconoce su dimensión original al estar afectada por cantería. Es una de las pocas cavidades estudiadas que contiene estalagmitas de raíces (rootstalagmites) (VAQUEIRO et al., 2005). También preserva grabados en el espacio definido bajo el primer gran bloque. Ver figura 3.55.

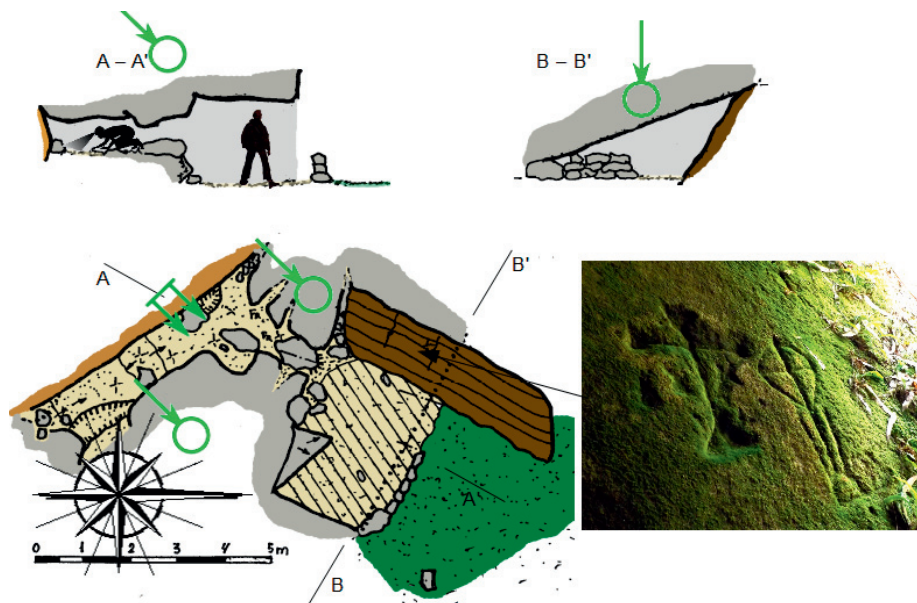


Figura 3.55: Cueva de A Raís. Los símbolos de caída de bloques se han orientado para señalar las direcciones de caída de bloques a lo largo de la vertiente. Topografía morfológica elaborada sobre la cartografía espeleológica incluida en VAQUEIRO et al. (2005).

3.3.5.2. Cuevas asociadas a acumulaciones de bloques con poco movimiento

A veces las cavidades se forman debido a pequeños deslizamientos o movimientos de bloques (deslizamientos incipientes) que trazan localmente la disyunción entre bloques debido a un movimiento diferencial entre ellos. No son cuevas de fisura, pero tampoco se ha producido un movimiento-colapso de la masa rocosa. Esta situación se da en numerosos domos graníticos dónde la disyunción de bloques en su cima da lugar a diversas cavidades (ver figura 3.56). Se podrían incluir aquí también aquellas cavidades asociadas a estructuras acastilladas (cuevas en tors), etc. Este tipo de cavidades también ocurren por deslizamientos incipientes en masas rocosas en las vertientes (ver figura 3.57).

Este grupo es posiblemente uno de los tipos de cavidades más abundantes, aunque la mayoría de las oquedades resultantes son de pequeñas dimensiones, por lo que aunque se dispone de una amplia variedad de ejemplos no han sido inventariados. La existencia de espacios protegidos da lugar a la presencia de pequeños depósitos con espeleotemas de ópalo.

También STRIEBEL (1999) describe las cavidades presentes en los granitos de las Fichtel Mountains (Bohemian Mass) separándolas en dos grandes grupos: “Caves can be found in the mountain slopes (typical boulder or talus caves inside rock slide masses) as well in tors at the culmination points (atypical boulder caves named here as woolsack and mattress caves). In most cases, the typical boulder caves are small. Some atypical boulder caves show total lengths greater than 50 m”.

Un ejemplo de deslizamiento incipiente en vertiente con poco desplazamiento y que da lugar a una cueva relativamente lineal debido al movimiento diferencial entre los bloques bloques rotos (ver figura 3.58.b), es Cova dos Morcegos en Rego do Lugar do Pindo, Carnota (A Coruña). La cueva se localiza en GWS84 UTM 29T 489.766 4.749.277 196. Se emplaza

en graniodorita biotítica-moscovítica, facies central de Pindo, (MAGNA50-93, IGME 1978) y tiene un desarrollo total de 20 m. La figura 3.59 muestra la topografía base de esta cavidad.



Figura 3.56: La disyunción de bloques en la culminación de numerosas estructuras da lugar a pequeñas cavidades configuradas por los bloques: (a) en un domo en el litoral (playa Lagoelas, Aldán-Cangas, Pontevedra); (b) pequeño coto en monte Maúxo (Vigo, Pontevedra); (c) y en Morgadães, próximo a la Serra do Galiñeiro (Gondomar, Pontevedra). Fotografías M. Vaqueiro.

No es una cueva de fisura, y tampoco es una cueva definida por la estructura de lasjas. Por dimensión y espaciamento entre discontinuidades, los bloques y lasjas se han roto y superpuesto durante el desplazamiento a favor de la estructura de lasjas pero también transversalmente, a favor de la vertiente principal. Internamente tiene un marcado aspecto estructural pero en parte es debido a una excavación de origen antrópico que afecta a parte de la cueva. En las paredes se pueden observar las marcas de los útiles empleados.

Su estructura en rampa (figura 3.58.c), da lugar a la formación de una cámara cerrada y situada en cota por encima de la zona semiabierto al exterior, formando una bolsa de aire estático dónde invernan y se refugian quirópteros. Debido a la acumulación de guano se ha detectado un elevado nivel de amoníaco en esa parte de la cavidad.



Figura 3.57: Imagen anaglifa (rojo-cíán) de varias cavidades formadas por la disyunción en fragmentos de varios grandes bloques. Como referencia de escala ver el árbol situado entre los bloques en la parte derecha de la imagen. Los pasajes y bóvedas en los distintos niveles de cuevas son lo suficientemente amplios como para que circulen y se refugien en las cavidades (que además están interconectadas) las cabras y sus crías que pastan en estas vertientes. Lugar de *As Cobreiras*, Serra do Galiñeiro (Vincios-Gondomar, Pontevedra). Fotografía y anaglifo M. Vaqueiro 2012.

Uno de los aspectos interesantes de esta cavidad es su conexión con el terreno y escarpe, lo que da lugar a que exista circulación de agua (escorrentía) entre los bloques, y a que se desarrollen interesantes conjuntos de espeleotemas. Unos en techos, principalmente en las aristas inferiores de los bloques o sus proximidades, hacia dónde convergen las infiltraciones procedentes de la lluvia (ver figura 5.14.c), y otros asociados a los planos de lamamiento formando pequeñas coladas de pigotita tanto en las pendientes positivas como en las negativas, todos ellos caracterizados por la presencia de microgours superpuestos.

Las cavidades descritas hasta ahora presentan en general ángulos cortantes derivadas de la apertura de juntas o de la rotura de los propios bloques. Existe sin embargo un caso particular de cavidades graníticas que se producen por la acumulación de grandes bloques redondeados. Como tipo genético, STRIEBEL (1996) define las cuevas Woolsack Caves and Mattress Crack Caves (en.) (Wollsack- und Matratzenfugenhoehlen (de.)): "They consist of more or less rounded boulders which reach a maximum size of a house. They are often placed in an unordered manner, similar to rock fall boulder fields. At some times, the inner or deeper show partial order of the boulders".

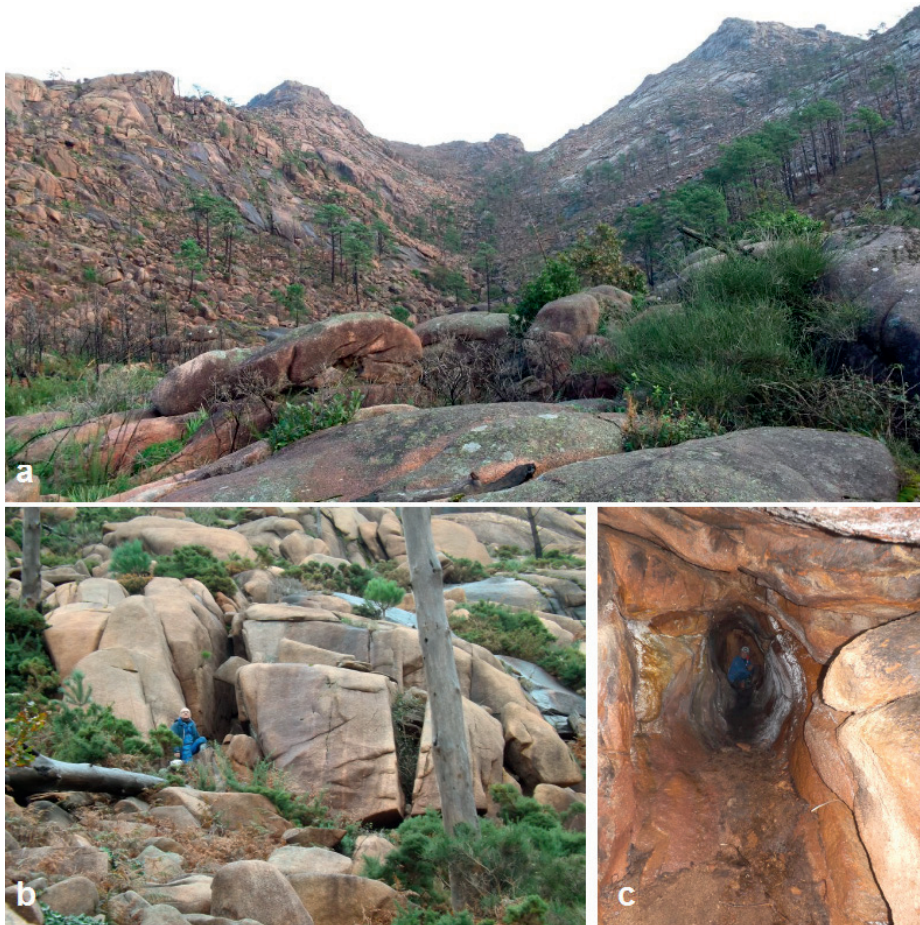


Figura 3.58: *Cova dos Morcegos* (Monte Pindo). (a) Lugar do Rego do Pindo. La cavidad se localiza en la parte izquierda de la fotografía próximo a un pequeño escarpe; (b) conjunto de bloques rotos que definen la cavidad; (c) tramo final de la rampa modificada por excavación. Nótese la rotura de los bloques y lascas que conforman el techo. Fopografías M.Vaqueiro, 2014.

Localmente un ejemplo lo tenemos en A "Pena dos namorados" (ver figura 3.60.a), sita en Arcos, Pontearreas (carretera N-120, a 2 km. de Pontearreas en dirección A Cañiza), y forma parte de un conjunto natural formados por grandes bloques graníticos. También estas acumulaciones de grandes bloques redondeados se producen en las cuevas de Outeiro dos Ladróns en Salceda-Salvaterra (figura 3.60.b).

3.3.6 Cuevas de lava y tubos volcánicos

Bajo el término cueva de lava (LARSON, 1991) se incluye cualquier cavidad dentro de la lava, independientemente de su origen.

Los flujos de lava son drenajes de magma que emanan por erupción de un volcán y que se mueven lentamente a favor de la pendiente (VAN DER SCHUIT et al. 2012). La

distancia recorrida por el flujo de lava depende de variables tales como viscosidad, temperatura, volumen expulsado, escalonamiento y pendiente de la vertiente, obstrucciones en el camino del flujo.

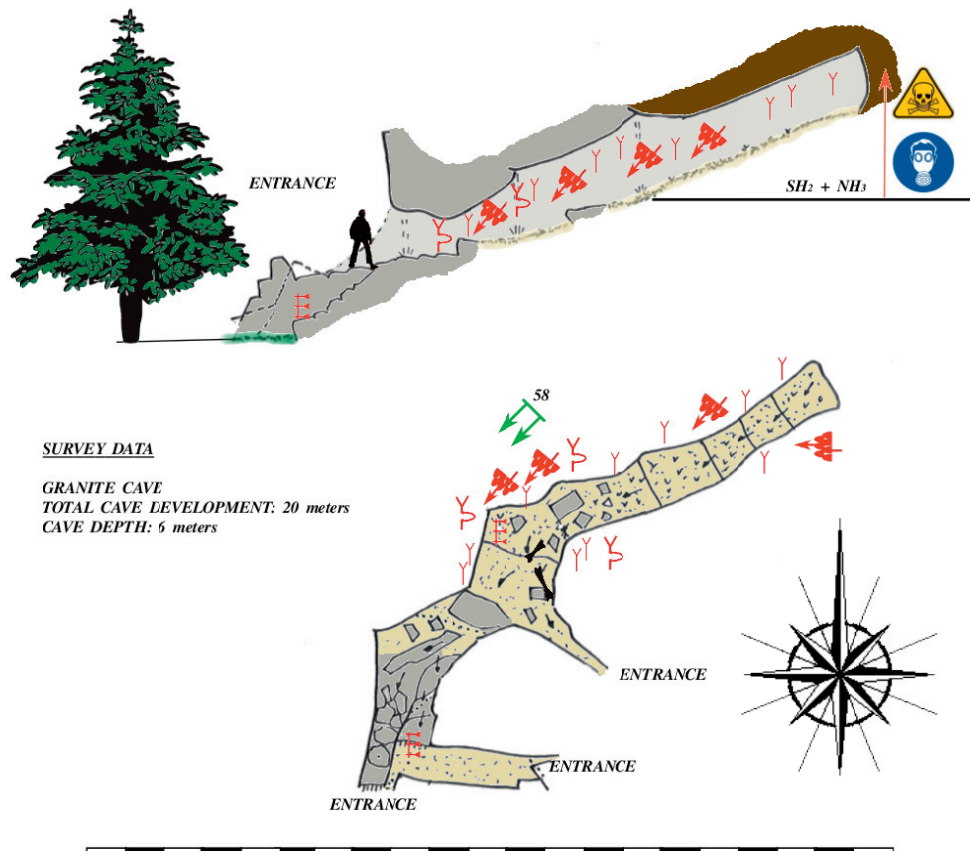


Figura 3.59: Topografía de Cova dos Morcegos (Monte Pindo). La cavidad es principalmente lineal marcando la disyunción entre los bloques. Se indica la dirección y buzamiento de la estructura de las lavas a nivel local. La zona interior de la cavidad presenta una zona acampanada, de sección elíptica, parcialmente de origen antrópico, en la que antiguamente se refugiaban escapados durante la Guerra Civil. En la actualidad es zona de habitación de quirópteros, con importantes depósitos de guano con importante presencia de vapores amoniacados y sulfurosos, riesgo que se ha señalado en la topografía. Abundan los espeleotemas de ópalo-A y pigotita. En la segunda mitad de la cavidad pueden apreciarse las huellas de las herramientas de excavación-modificación de la cueva original. Topografía R. Costas, J.R. Vidal, M. Vaqueiro, 2014.

La lava es un fluido muy denso cuya viscosidad puede variar si se enfría o desgasifica. Gran parte del movimiento de este fluido es debido al empuje de la lava que continua saliendo desde la boca eruptiva; si el aporte se interrumpe, la colada puede detenerse incluso en pendientes muy acusadas. Estos flujos dan lugar a la formación de varios tipos de cuevas (GRIMES, 2010; GÁAL et al. 2004; SOCORRO, 2009): Respiraderos volcánicos abiertos o chimeneas volcánicas; tubos volcánicos; cuevas y complejos subcostras o tubos en lagos de lava y tubos laberínticos; y cuevas moldes de árboles.



Figura 3.60: Cavidades formadas por grandes bloques redondeados: (a) *Outeiro dos Namorados* (Ponteareas, Pontevedra); (b) *Outeiro dos Ladróns* (Salvatierra, Pontevedra). Fotografía M. Vaqueiro 2.009.

3.3.6.1. Chimeneas volcánicas

Los respiraderos abiertos o chimeneas volcánicas son oquedades que se vacían inmediatamente debajo de las bocas eruptivas. En este proceso (SOCORRO, 2009), aunque la lava ascienda a través de una fractura de kilómetros de longitud, a nivel de la propia boca eruptiva puede ensancharse y constituir un gran conducto cilíndrico o chimenea. Esta chimenea puede llegar a vaciarse si la lava encuentra otro camino a lo largo de la fractura eruptiva.

3.3.6.2. Tubos volcánicos

Un tubo de lava (LARSON, 1991) es un conducto formado por lava endurecida sobre o dentro de un flujo de lava a través del cual la lava fluye hacia un frente de flujo avanzado. También se usa el término para referenciar a un segmento cavernoso del conducto que permanece después de que cese la circulación de la lava. Bajo el término “cueva en tubo de lava” o simplemente “tubo de lava” se incluyen tubos de lava específicos o segmentos de tubos de lava calificables como cueva s.l.

Principalmente hay dos tipos de flujos basálticos: aa (pronunciado "ah-ah") y pahoehoe (pronunciado pah-hoy-hoy).

Aa (LARSON, 1991) es un tipo de colada de lava con una superficie irregular, áspera, espinosa y pedregosa. Su nombre es un término Hawaiano, un impropio del dolor cuando se camina con el pie descalzo sobre este tipo de lava: La superficie rota, con elementos sueltos, con bordes cortantes obligan a caminar lentamente y con dificultad. Es un tipo de lava inusual dentro de los tubos de lava.

Pahoehoe es un término también Hawaiano usado para referirse a coladas de lava basáltica caracterizados externamente por la superficie suave ondulada y continua, e internamente por los tubos de lava y vesículas casi esféricas (LARSON, 1991). Estos rasgos son debidos al movimiento de una lava muy fluida bajo una corteza superficial.

La lava es líquida cuando mana de un respiradero pero rápidamente se forma una corteza o costra sobre ella. Bajo la costra sigue fluyendo líquida inflando y empujando hacia el frente como lóbulos. Detrás del frente de avance el flujo líquido comienza a concentrarse en corrientes lineales, bien como canales de superficie, bien en tubos o cámaras bajo la costra. Como además las paredes y techo de estos tubos son muy buenos aislantes térmicos, la lava que fluye a través de ellos puede permanecer caliente y fluida durante mucho más tiempo que si fuese un flujo en superficie. Los canales de superficie pueden posteriormente cubrirse de costra dando lugar a nuevos tubos. La clave para que se forme un tubo volcánico es que la fluidez se mantenga en un período prolongado.

GRIMES (2012) describe tres mecanismos que dan lugar a que un canal de superficie se teche formando un tubo de lava (ver figura 3.61):

1. Crecimiento simple de la costra: La costra superficial crece progresivamente a lo largo del canal. Entonces puede engrosarse por acreción desde abajo. Es el tipo más común con caudales estables y lentos.
2. Acumulación de losas flotantes: Cuando la costra se rompe en losas, estas descienden a la deriva por el canal, acumulándose en estrangulaciones del canal. Posteriormente se sueldan formando un techo sólido. Se produce principalmente con caudales moderados.
3. Formación de diques por desbordamientos: Los desbordamientos y salpicaduras dan lugar a diques laterales que se arquean sobre el canal, y que eventualmente se unen formando un techo. Asociado a flujos variables o rápidos y turbulentos.

El flujo de lava líquida a través de conjunto de lóbulos cubiertos por costra puede formar pequeñas cámaras subcostra o redes de pequeños proto-tubos. En sistemas de grandes flujos los proto-tubos (y los propios tubos) evolucionan a sistemas ramificados de grandes pasajes que se bifurcan y unen, o que se abren en salas amplias y bajas. (GRIMES, 2010:5).

Este tipo de cavidades se han descrito como relativamente secas y situadas por encima del nivel del mar. Sin embargo WILLIAMS (1992) señala la existencia de numerosos tubos de lava formados cuando el nivel del mar se situaba 100 m por debajo del actual, por lo que consecuentemente muchos tubos se han visto inundados durante esta última fase de ascenso del nivel del mar. Destaca por ejemplo el sector Jamos del Agua, en Lanzarote (Islas Canarias, España) dónde se han explorado hasta tres kilómetros de niveles sumergidos, alcanzando los -70 m por debajo del nivel del mar.



Figura 3.61: Sima P-44 m formada en la chimenea volcánica de la erupción histórica de San Martín, en La Palma. Fotografía cortesía de Sergio Socorro.

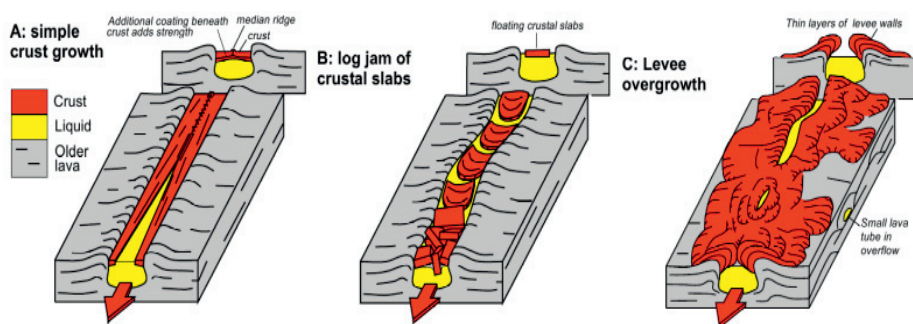


Figura 3.62: Procesos que dan lugar a la formación de un tubo de lava: (a) Crecimiento progresivo de la costra a lo largo del canal; (b) por acumulación de fragmentos de costra a la deriva; (c) formación de diques por desbordamiento. Figura de GRIMES (2010:2 – *Roofing of lava channels*).



Figura 3.63: Tubo volcánico *Breveritas Inferior* en la *Cueva Del Viento* (Tenerife). Fotografía cortesía de Sergio Socorro (16-05-12).

Los tubos son conductos polifásicos pudiendo presentar características superpuestas y relacionadas con cada una de las fases. ALLRED et al. (1997) describen pasajes con superposición de flujos primarios y secundarios, pasajes multinivel formados por la superposición de tubos (más largos que anchos y separados por un techo (LARSON, 1991)) en una misma sección de cueva, formación de canales encañonados (entrenched meanders) incisas en el piso de pasajes, cavidades ramificadas con drenaje hacia un tubo maestro, e inclusive migraciones laterales del flujo con superposiciones de meandros.

La morfología de los pasajes es variada, apreciándose incluso formas elípticas muy aplanadas (muy anchas y muy bajas) en zonas con muy bajo gradiente.

Hay numerosas cuevas de este tipo, y que alcanzan dimensiones considerables. En Hawaii (USA), se localizan las 5 mayores cuevas del mundo de este tipo (GULDEN, 2016): Kazumura Cave, con 65,5 km de desarrollo y 1,1 km de desnivel vertical; Kipuka Kanohina (Kula Kai Caverns), con 46,2 km de desarrollo y 232 m de profundidad; Hualalai Ranch Cave, con 27,8 km de desarrollo y 442 m de profundidad; Emesine Cave, con 20,7 km de desarrollo y 437 m de profundidad; Delissea Cave System con 19,7 km de desarrollo y 661 m de profundidad. En las Islas Canarias (HERNÁNDEZ-PACHECO et al., 1995) destaca con más de 17 km de desarrollo total (conocido) y con 560 m de profundidad, la cueva del Viento, cueva de interés biológico, paleontológico y arqueológico que es además la sexta mayor cueva del mundo en rocas volcánicas. Se han localizado cuevas de tamaño kilométrico en el sur de Corea (Isla Cheju, Isla Jeju), en Chile (Isla Easter), Kenia, Mexico, Portugal (Azores), Islandia, Rwanda, USA (Washington, Idaho, California, Oregón, Nuevo Mexico, Arizona), Samoa (Isla Upolu), Ecuador (Islas Galápagos), Japón, Francia (Isla de la Reunión) y Vietnam. Aunque también aparecen cavidades volcánicas de orden sub-kilométrico en Argentina (Mendoza, La Pampa), Arabia Saudí, Indonesia y Etiopía.

Muchos de estos tubos contienen estalactitas y estalagmitas formadas por el goteo de la lava durante el proceso de evacuación del conducto. Son formas que crecen rápido por goteo, flujo, salpicadura, etc. HILL et al. (1997:217) citan diversas morfologías y formas de lava: Estalactitas, estalagmitas, columnas, formas abanderadas (draperies), coladas (flowstone o lava falls), helictitas, coraloideas, conulitos y burbujas (ampollas).

También señalan que no todas las formaciones son de lava, existiendo otras menos abundantes en ópalo, yeso, thenardita y otros minerales secundarios. En este tipo de cuevas el ópalo se presenta en numerosas formas (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2016), tanto espeleotemas planos (flowstones) como espeleotemas cilíndricos y micro-estromatolitos terrestres (ver capítulo 4, apartado 5.2.6.4).



Figura 3.64: Cueva molde de árbol: (a) en (Pliocene maar lapili tuff) Lučenec Basin, sur de Slovakia; (b) *Brankova skrýša Cave* (Middle Miocene andesite lava) en Poľana Mts, middle Slovakia). Fotografías cortesía de Lúdivít Gáál.

3.3.6.3. Cuevas moldes de troncos

Cuando el el frente del flujo de lava choca contra los árboles de un bosque, puede atraparlos y enterrarlos formando un tipo de cueva llamada “molde de árbol” (tree mold

caves) (GÁAL et al., 2004): El molde se crea cuando la lava cubre el árbol a una cierta temperatura (1000 a 1200°C). Esto ocurre principalmente en el frente de la colada debido a que es la zona de menor energía. La lava pronto comienza a endurecerse mientras el árbol en su interior se consume a mayor o menor velocidad dependiendo del aporte de oxígeno. Se forman así oquedades que una vez se hacen accesibles, dan lugar a una cavidad configurada por el árbol o árboles intersecados que fueron atrapados por la lava. Este tipo de cavidades tienen como sección el diámetro del árbol que las configura, generalmente entre 70 y 110 cm de diámetro. Las cavidades son de poco desarrollo, normalmente varían de 2 a 10 m, aunque en algunos casos y por la composición enlazada de varios árboles, se producen cuevas mayores. La mayor de las conocidas se localiza en Japón y tiene un desarrollo total de 150.6 m. Existen cuevas de este tipo principalmente en Japón y Hawaii.

Estos autores describen una variante de este tipo de cueva formada bien por la movilización del lahar en la vertiente de un volcán, o de materiales residuales en una cuenca fluvial/torrencial próxima. Al igual que ocurre con la lava, el flujo de estos materiales pueden enterrar a troncos o árboles, dando lugar a moldes vacíos tras su descomposición y consolidación del depósito. Este otro tipo de moldes se han localizado en Eslovaquia y República Checa.

3.3.7 Cuevas de erosión marina

Las cuevas de mar son cavidades de erosión (marina) originadas por la explotación de discontinuidades y zonas geológicamente débiles. FILED (2001) define estas cuevas como: "A cave cut in any rock type where a geological weakness is exploited by the highly selective erosion power of wave action". No dependen directamente de la litología pudiendo presentarse en todo tipo de rocas, tanto solubles como no solubles (ver figura 3.65), aunque la litología condiciona la morfología de las galerías. Como ejemplos de este condicionamiento ver secciones tipo en figura 3.66.

Aparecen en la literatura internacional con diversas designaciones: Abrasion caves, shore caves, litoral caves, coastal caves, küstenhöhle, meereshöhle, brandungshöhle, seehöhle, ... En Galicia este tipo de cuevas son conocidas como furnas.

En BUNNEL (2015) se mantiene un inventario con las mayores cuevas del mundo formadas por erosión marina. La realación actualizada en Julio de 2.015 incluía 129 cavidades de este tipo con más de 100 m desarrollo. De ellas, menos de 20 superaban los 250 m de desarrollo y tan sólo 3 superaban el kilómetro de desarrollo: La mayor cueva de este tipo es Matainaka Cave, localizada en Otago, en Nueva Zelanda, y que alcanza los 1.540 m de desarrollo. Esta cavidad se ha formado por la erosión de las numerosas fracturas intersecadas que afectan a un afloramiento de arenisca en la costa; dentro de las rocas magmáticas son famosas cuevas como Fingal's Cave (Uamh-Binn), en la isla de Staffa, Escocia (ver figura 3.67), emplazada en basalto con disyunción en columnas hexagonales. Alguna de las cuevas de esta isla alcanzan los 107 m de desarrollo (Cormorant's/Mackinnon's Cave); en terrenos graníticos las cavidades de mar presentan dimensiones más modestas, aunque algunas también alcanzan los 100 m de desarrollo, como Piper's Cave, en Tresco, Isla de Scilly.



figura 3.65: Tres ejemplos que muestran cuevas de erosión desarrolladas en distintas rocas: (a) en granitos *Knappelskär Cave*, en las cercanías de Lövhagen en Nynäshamn (Suecia); (b) en esquistos (Perbes, A Coruña); en depósitos cuaternarios en costa (Vigo, Pontevedra). Fotos M. Vaqueiro.

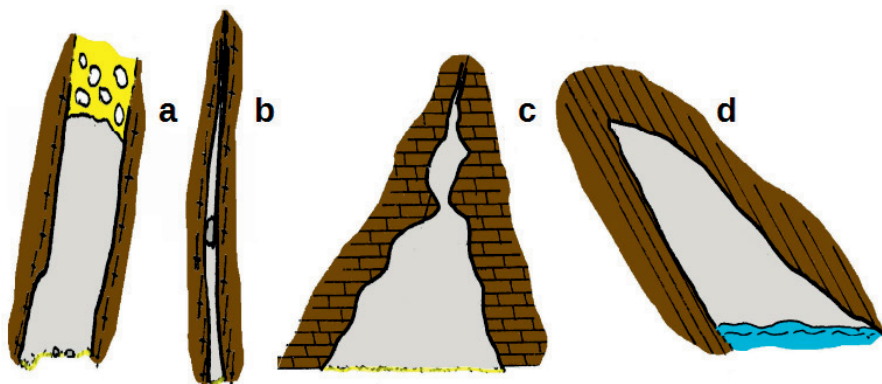


Figura 3.66: Secciones de furnas desarrolladas en distintos tipos de roca. Las secciones se han croquizado a partir de fotografías: (a) Furna emplazada en un conglomerado que rellena una fractura abierta; (b) furna desarrollada en una fisura en granito; (c) furna desarrollada en cuarzoesquistos y calizas; (d) furna desarrollada en esquistos.

Revisados los datos e inventario de otros autores (DIZ DIOS et al., 2001; SJÖBERG, 1994b; GADÁNYT, 2008; SZENTES et al., 2011, etc.) se ha logrado componer una relación con 267 furnas localizadas en 12 países. Aunque obviamente la muestra no es homogénea, la distribución obtenida muestra que más de un 92% de las cuevas de mar no supera los 250 m de desarrollo y y que más de un 48% de ellas no supera los 50 m.

Dentro de nuestro área de estudio, en el NO de la península Ibérica, y tomando como referencias la cartografía geológica MAGNA50 del IGME, el inventario de cavidades del litoral gallego en la provincia de Pontevedra (DIZ DIOS et al., 2001) y otras zonas fotografiadas en las que se han localizado furnas (Perbes, Mariña Lucense, Porto do Son, etc.) cabe considerar que existen cavidades de erosión marina cuando menos en los siguientes substratos: Esquistos y cuarzoesquistos; cuarzoesquistos y paragneises; cuarcitas; metaesquistos; granodiorita; granito de feldespato alcalino; granito y granodiorita biotíticos; granitos de dos micas; granito cataclástico; ortogneis.



Figura 3.67: *Fingal's Cave* en la isla de Staffa, Escocia: (a) Vista aérea de la isla. Fotografía tomada del catálogo turístico ITVRPC660 de Scotdisc, BGS Productions Ltd. (b) Vista de una de las cuevas.

En el litoral gallego estas cavidades aparecen asociadas a discontinuidades predominantemente subverticales (DIZ DIOS, 1993).

Las observaciones realizadas en campo permiten incluir entre las discontinuidades no solamente las juntas (joints), diaclasas y fracturas, sino también las distintas inhomogeneidades originadas por la presencia de filones, diques, (pseudo)estratificación, antiguas fracturas rellenas (fosilizadas) por conglomerados, brechas y sedimentos blandos. Los ejemplos estudiados en zonas graníticas mantienen un marcado carácter estructural, de forma que la cavidad se desarrolla en el plano de debilidad (subvertical o subhorizontal) y progresa adaptándose a los límites más resistentes. Así, con referencia a la discontinuidad y limitándonos a las rocas plutónicas, consideramos tres subtipos de cavidades de erosión marina:

- Cavidades asociadas a una discordancia horizontal: Erosión en el plano de contacto, de depósitos heterogéneos y niveles de playas antiguas que fosilizan el substrato o rasa litoral.
- Cavidades formadas por la erosión de discontinuidades en la roca.
- Cavidades formadas por la erosión de conglomerados, brechas y depósitos de distinta entidad que rellenan y fosilizan antiguas fisuras abiertas.

Como cavidades del tipo (1) se han estudiado furnas de pequeña entidad en la costa entre Vigo y Saiáns en la Ría de Vigo. Como ejemplo la Furna Areeira, (ED50 UTM 29T 515.500 4.670.000) en las proximidades de Cabo Estai. Es una cavidad de pequeño desarrollo (figura 3.65.c), apenas 6 m, con un ancho medio de 90 cm y una altura variable entre 1,2 y 0,6 m. La figura 3.68 muestra dos secciones de la galería, una en boca y otra en el interior. La galería se excava al pie de un talud térreo compuesto de arenas, limos parduzcos y gravas procedentes de la disgregación y alteración de rocas locales, y que parece fosilizar un nivel de rasa de graniodorita. La erosión afecta principalmente al material blando, produciendo una galería de sección triangular elongada en la vertical, y deformada en el contacto con el substrato. La cavidad fue modificada artificialmente en su interior, al excavar una galería lateralmente y elevada con respecto al nivel de pleamar. En el techo, a fondo de cueva, se ha

iniciado la erosión del techo, desarrollando una chimenea que culminará en un soplador (bufadoiro, blowhole).

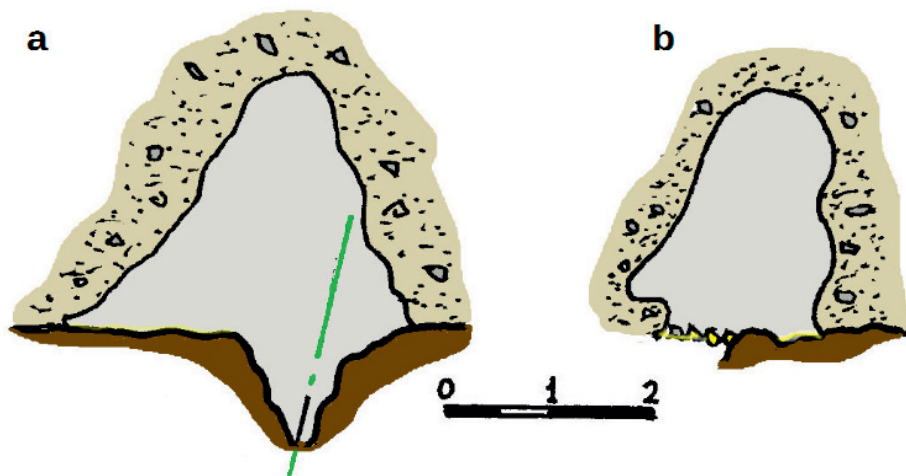


Figura 3.68: Dos secciones morfológicas de la *furna de Areira*: (a) sección transversal en la boca de la furna; (b) sección media.

Las cavidades de tipo (2) son poco frecuentes en la zona de estudio. Se han observado pequeñas furnas desarrolladas por la acción del mar contra granitos alterados en el Illote do Castelo (ED50 UTM 29T 531.769,87 4.688.278,65), en la población de A Rabaleira – Arcade, próxima a la desembocadura del río Verdugo. Ver figura 3.69.a.

En la costa báltica de Suecia, SJÖBERG (1994b) describe 66 cavidades de origen marino, con desarrollos entre los 3 y los 34 m, y que se han formado a lo largo de fisuras de origen tectónico (“subvertical crevice of tectonic origin”). El rasgo morfológico principal de estas cuevas es la sección del canal en forma de pera (“pear-shaped cross section”) a modo de un ojo de cerradura invertido: Fisura subertical de paredes reactivamente pulidas con un canal de sección elíptica en su parte inferior (ver figura 3.65.a). Describe la formación de este tipo de cavidades en granitos, metasedimentos y metagrauvas.

En nuestra zona de estudio la Cova do Lago (ED50 UTM 29T 511.500 4.677.900) en Punta do Fusiño, Cangas do Morrazo en la Ría de Vigo, presenta un tramo de canal con esta sección en forma de pera. Pero esta furna está desarrollada en micaesquistos. Figura 3.69.b.



Figura 3.69: (a) Furna del Illote do Castelo en A Rabaleira. La pequeña cavidad se ha formado por la erosión de granito alterado. Diapositiva M. Vaqueiro 1.996. (b) Galería O de *Cova do Lago* en Punta Fusiño, con canal en forma de pera. Fotografía M. Vaqueiro 2.015.

A nivel local predominan las furnas tipo 3. Son cavidades formadas por la excavación de depósitos, generalmente conglomerados o brechas, que rellenan y fosilizan fisuras abiertas preexistentes. En general, están formadas por una galería simple cuya sección tiende a ser poligonal, con un techo que puede estar formado por el propio depósito, por bloques residuales caídos dentro de la fractura, y que puede presentar uno o varios hundimientos de techo abriendo chimeneas al exterior que actúan de sopladores. Las paredes tienden a coincidir con los límites estructurales de la fractura que se fosilizó previamente, aunque en las zonas más profundas algunas de estas fisuras hayan sido agrandadas por la acción erosiva del mar.

Aunque las cuevas de mar tienen un desarrollo predominantemente horizontal, en algunos casos se forman pozos verticales llamados sopladores (blow-holes) en sus techos debido a la erosión vertical en el fondo de la cueva. Son formas comunes que localmente aparecen en furnas del tipo 3 al producirse la erosión en los materiales de relleno. En nuestra zona de estudio destaca la Furna do Buraco do Inferno (GWS84 UTM 29T 504.575 4.689.900 44) en la isla de Ons. Esta cueva se emplaza en granitos de dos micas, presenta un desarrollo horizontal de 70 m y un soplador de 43 m de altura (DIZ-DIOS et al., 2001).

No todas las cavidades de origen marino se localizan en la costa actual. SJÖBERG (1994b) indica las cavidades de erosión en Suecia pueden localizarse tanto a nivel de mar actual, como en niveles muy por encima de este, aunque en el caso de la costa sueca hay que tener en cuenta el efecto de la recuperación isostática (isostatic rebound) postglacial lo que es coherente con el levantamiento del territorio durante el Holoceno. También DIZ-DIOS et al. (2001) describen algunas furnas del litoral de la provincia de Pontevedra cuya boca se localiza con elevaciones entre los +5 y +15 m sobre el nivel del mar actual. Existe por tanto la posibilidad de localizar tanto cuevas fósiles a lo largo de la costa como niveles fósiles o antiguos en zonas elevadas dentro de algunas cuevas activas, y que podrían preservar importantes registros paleoclimáticos.

Con esta consideración, y para estudiar y analizar la morfología de este tipo de cuevas se han seleccionado las paleo-furnas de As Figosas (GWS84 UTM 29T 510.075 4.662.300) y A Laghoa (ED50 UTM 29T 508.996,03 4.662.204,70), emplazadas en los granitos de dos micas de afinidad alcalina de Cabo Silleiro (MAGNA50 – 260, IGME 1978), con bocas situadas aproximadamente a +13 m de altura sobre el nivel del mar actual, y la furna activa de O Coliño (GWS84 UTM 29T 505.196, 4.689.515), cueva polifásica localizada en la Illa de Ons dentro del parque Nacional de las Illas Atlánticas, emplazada en granitos de dos micas de afinidad alcalina (MAGANA50 – 184, IGME 1978), con boca situada aproximadamente a +5

m sobre el nivel del mar actual, y que presenta varios paleoniveles suspendidos en cotas de hasta +13 m.

La boca de acceso a Furna da Laghoa, se sitúa al pie de un talud rocoso afectado por las sucesivas obras de reforma de la carretera PO-552, entre Cabo Silleiro y Baredo (Baiona). Es una boca de pequeñas dimensiones, y que aparenta, se abrió durante los trabajos de demolición que afectaron al talud aunque no se ha podido verificar. Se han comparado las ortoimágenes actuales con las fotografías del vuelo Americano - IDEG (<http://visorgis.cmati.xunta.es/cdix/mapa.html>), y tanto la carretera como el entrante en el talud ya existían. No se ha podido discernir si la actual cueva es un paleo-nivel de una furna parcialmente destruida o si se trata de una paleo-furna desarrollada durante un episodio de transgresión marina. Las obras de adecuación del vial han afectado a tres de las cuevas localizadas en esta zona.

La cueva consiste en un pasaje simple de 39 m de desarrollo, que se agranda formando una sala que alcanza los 5 m de ancho y los 9 m de altura. Ver topografía morfológica en la figura 3.70. Esta cavidad se estudió en 1.994 y posteriormente en 2.007. Las obras realizadas a principios de la década del 2.000 han afectado sensiblemente a su estructura provocando algunos colapsos en el interior, principalmente en la pared S formada por roca muy alterada.

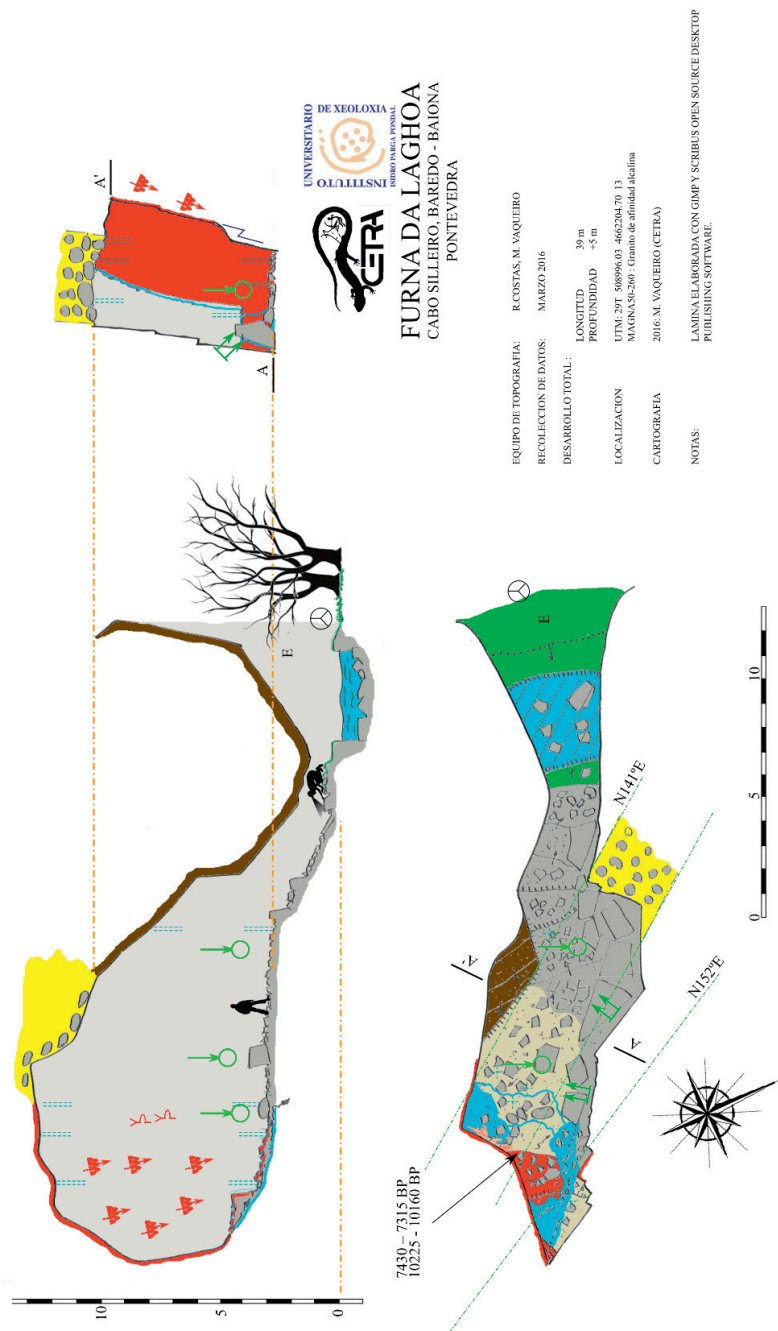


Figura 3.70: Topografía morfológica de A Laghoa. Sobre la planta se ha señalado la dirección del conglomerado dónde se ha definido la sala principal. Topografía de R.Costas y M. Vaqueiro en 2016.

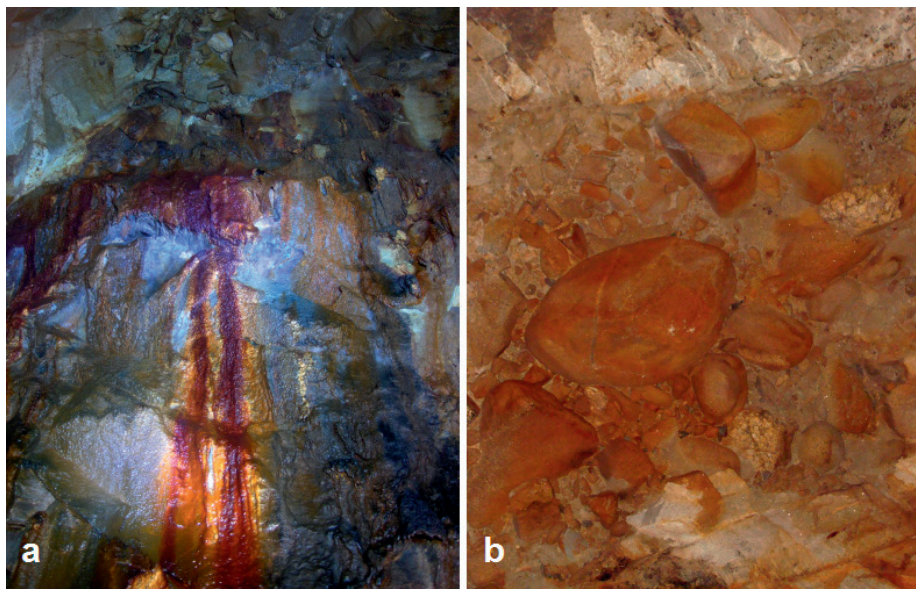


Figura 3.71: *Furna da Laghoa*: (a) Vista general de la colada de 9 m de altura que caracteriza la galería. En la parte superior se aprecia el contacto de la pared de la cavidad con el depósito de terraza colgado excavado durante el desarrollo de la sala. (b) Vista del techo de la cavidad. Se aprecian los bloques rodados intercalados con fragmentos angulosos. Fotografía M.Vaqueiro 2007.

La pared N presenta una marcada foliación subvertical, ligeramente extraplomada a favor de la cueva, de dirección aproximada N150°E, por lo que existen bloques y lajas de tamaño importante caídos al pie de esta pared.

El tramo SE de la cavidad tiene las paredes cubiertas de espeleotemas de pigotita, con tonos rojizos y ocre. Las muestras datadas arrojan edades de entre 7.430 – 7.315 BP y 10.225 – 10.160 BP (comunicación personal SANJURJO-SANCHEZ, 2016), lo que permite presuponer que los depósitos son de edad finiholocena, por lo que la cavidad se habría formado durante el Pleistoceno.

En el techo en la parte central de la galería asoma un conglomerado formado por grandes bloques rodados de granito que alcanzan tamaño métrico, y que se mezclan con cantos rodados y fragmentos angulosos de diverso tamaño. Parecen rellenar una fractura de dirección aproximada N145°E. El volumen principal de la furna parece desarrollado en la intersección de esta banda de conglomerado con la foliación que define la galería.

En la memoria de la hoja MAGNA50-260, se describe un nivel de terrazas marinas, paralelas a la costa Atlántica, y colgadas en cota aproximadamente a 10 m de altura en el extremo más meridional, perdiendo progresivamente altura hacia el norte hasta situarse prácticamente al nivel del mar en Cabo Silheiro. Estas terrazas estarían constituidas por un depósito de limos parduzcos (5-6 m) sobre los que se sobrepone un nivel de cantos rodados gruesos (hasta 20-25 cm de diámetro).

El nivel visible del conglomerado que forma el techo de la cavidad se localizaría a una elevación de unos 22 m con respecto al nivel del mar en la actualidad, por lo que se trataría de una formación diferente a la cartografiada por el IGME.

El suelo está formado por lajas y bloques desprendidos de la pared N. Entre ellos aparecen algunos elipsoides de granito rodados cuyo diámetro menor alcanza los 50 cm.

Siguiendo el contacto del conglomerado con la pared S, hay una alineación de goteras importantes. Parte del goteo impacta contra la base de la pared de granito alterado provocando acanaladuras de erosión. En el extremo SE de la galería también se produce un goteo constante, e inclusive, estacionalmente se aprecia un flujo lento (seepage) en la pared donde crece la pigotita. Este flujo desciende desde unos 7,3 m de altura.

A pesar de estos aportes, no se producen acumulaciones de agua en el interior de la cavidad. Se forma un pequeño curso errático que desaparece entre los bloques y lajas de mayor tamaño. Existe un pequeño lago de agua dulce de 3,9 x 2,6 m en la entrada de la cueva y que permanece con agua prácticamente todo el año. A pesar de la elevada humedad interior en la cavidad se han observado pequeñas colonias de quirópteros.

Uno de los rasgos más interesantes de esta cavidad son los distintos conjuntos de espeleotemas que se localizan en su interior. Por un lado destaca la enorme colada de pigotita que cubre la pared SE de la cavidad, sobre la que se desarrollan formas de flujo (microgours superpuestos y apilados), y formas compuestas flujo-goteo a modo de “canopy flowstone” (figura 5.9.c), también formas abanderadas y formas asimilables con dripstone (estalactitas). Este tipo de microformas se localizan en el techo y en escalonamientos de la pared. La rotura parcial de algunas formas permite ver el crecimiento rítmico de estos espeleotemas, con alternancia de bandas claras y oscuras. Al pié de esta colada, en zonas de goteo, se produce un segundo grupo de biomineralizaciones (ver figura 3.72), del que no se disponen datos analíticos.

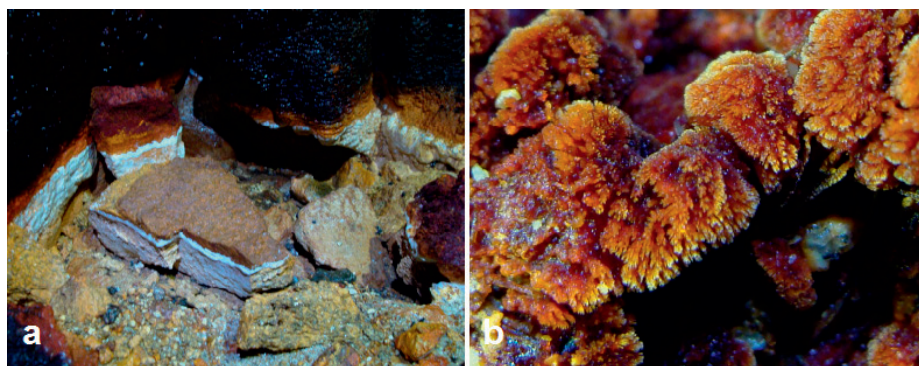


Figura 3.72: Furna da Laghoa: (a) Al pié e la colada de pigotita, en la zona de salpicaduras, se acumulan fragmentos de colada (de pigotita) y fragmentos de roca. Se forman pequeños charcos cuyo nivel queda marcado por los tintados superficiales en el perímetro. Sobre estos últimos aparecen diferentes configuraciones de bioespeleotemas. (b) Detalle de uno de los fragmentos de roca sobre el que se desarrolla bacterias filamentosas de color ocre-amarronado. Fotografías M. Vaqueiro 2012.

La furna de As Fighosas se localiza también en Baredo, en un talud de granito. La cueva es una galería simple con 29 m de desarrollo, pasaje excavado en un conglomerado formado por cantos rodados heterométricos de cuarzo y granito con matriz calcosilicatada y

que rellenan una fractura de dirección aproximada N130°E y buzamiento 75°. Este conglomerado es perfectamente visible en el techo de la cavidad y en el frente del talud rocoso (ver figura 3.73). La entrada de la cueva parece afectada por las sucesivas obras de reforma de la carretera PO-552, entre Baredo y Baiona. De forma artificial unos bloques han sido dispuestos en la entrada cerrando la entrada parcialmente. Además parte de la rampa que se desarrolla a su entrada (unos 10 m lineales de pasaje) serían materiales caídos desde el exterior durante la construcción y nivelación del relleno dónde se asienta la carretera.



Figura 3.73: Forna das Fighosas: (a) Vista de la boca. Sobre la misma puede verse el conglomerado dónde se ha excavado esta cavidad. (b) Detalle del depósito. Fotografías M. Vaqueiro 2013.



Figura 3.74: Forna das Fighosas: (a) Las paredes están cubiertas de espeleotemas, principalmente de pígitas. En los primeros 12 m de galería, los espeleotemas están colonizados por musgos. Destaca el musgo luminoso (zona fosforita). (b) Detalle del depósito en la zona central de la cueva. Fotografías M. Vaqueiro 2013.

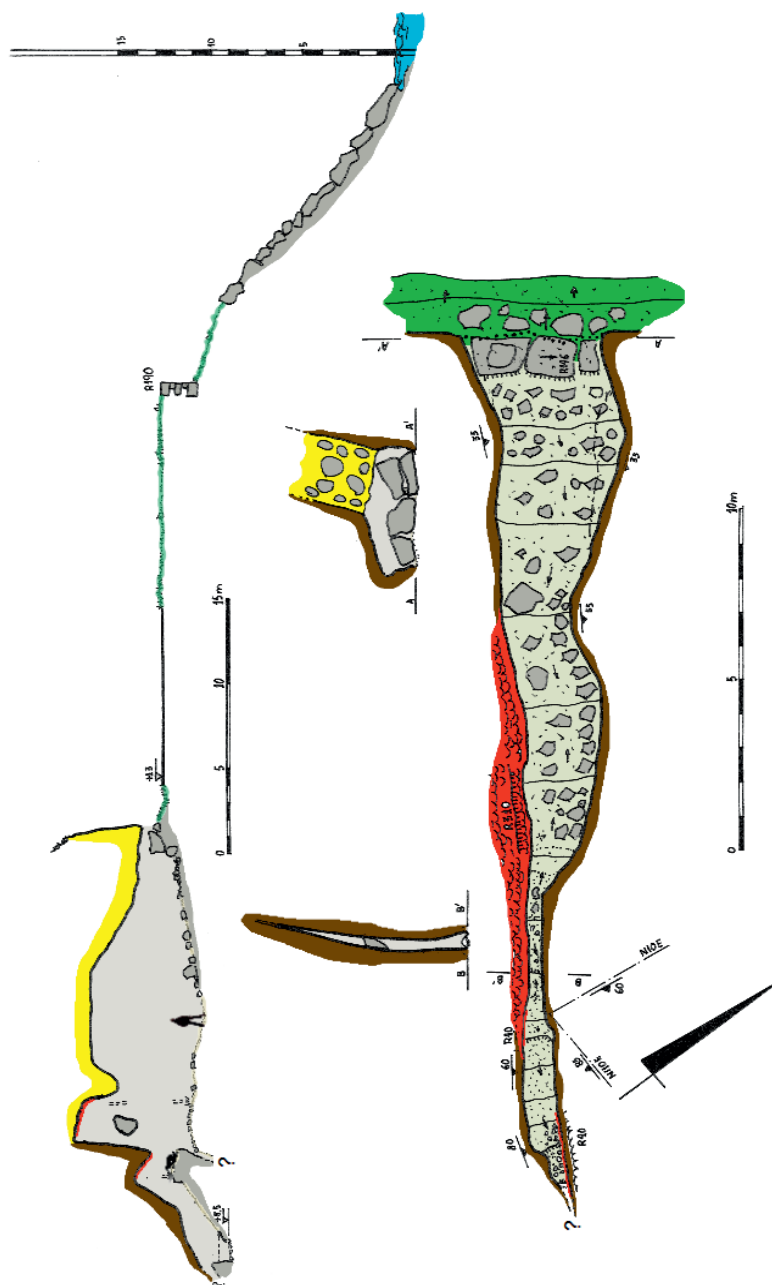


Figura 3.75: Topografía morfológica de la paleo-furna de *As Figosas*. La boca se localiza a +13 m sobre el nivel del mar actual, aunque posiblemente el nivel de suelo de la furna, situado aproximadamente a +10 m sobre el nivel del mar, se correspondería con el nivel real de esta cavidad. Realizada en base a VIDAL & VAQUEIRO (2007:38) y VAQUEIRO & VIDAL (2012: 28)

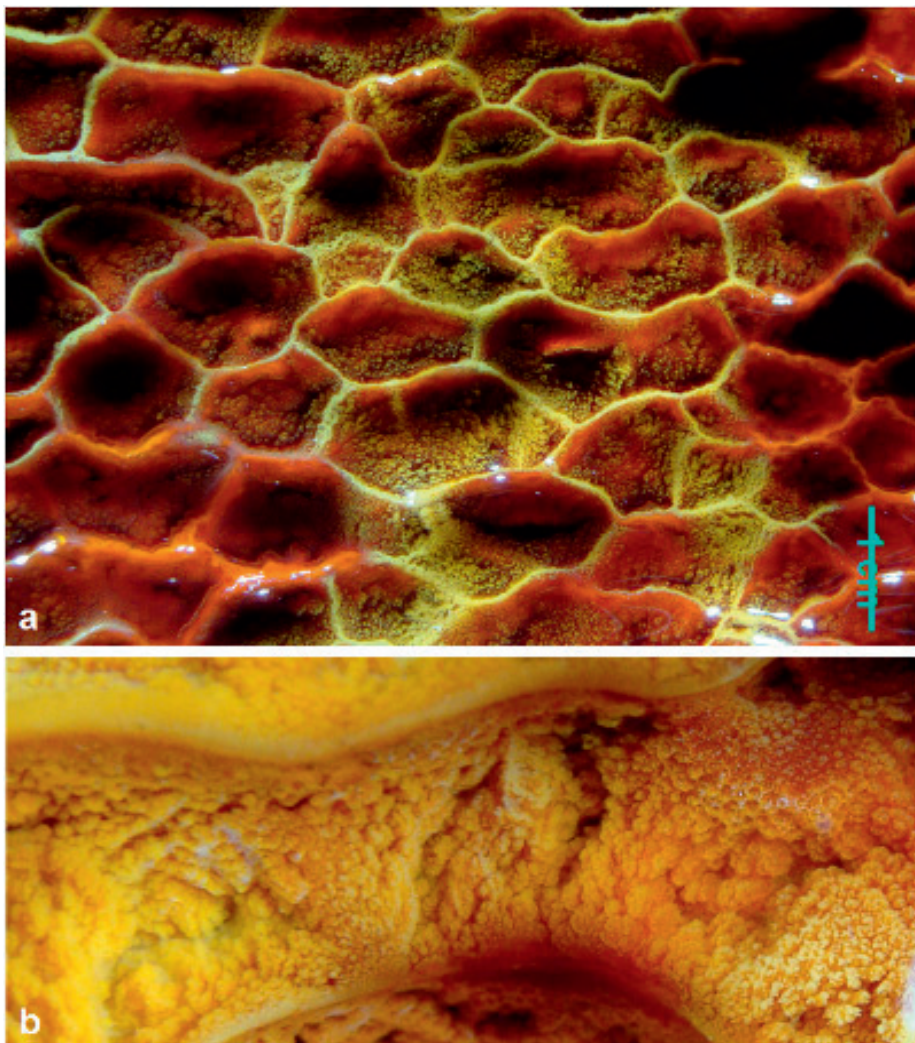


Figura 3.76: (a) Detalle de un campo de microgours en una colada de la Furna de *As Fighosas*. (b) En el interior de estos microgours, que están temporalmente "inundados", se desarrollan pequeños "microjardines" formados por el crecimiento de bacterias con una pauta similar a la observada en la Furna de *A Laghoa*.

Destaca la presencia del musgo luminoso *Schistostega pennata* en las paredes situadas en los primeros 12 m de la cavidad (VAQUEIRO & VIDAL, 20012:27). Estos musgos colonizan las paredes de la cavidad iluminadas, inclusive aquellas que presentaban superficies concrecionadas. Ver figura 3.74.a. El desarrollo de este musgo sobre los espeleotemas marca dos fases diferenciadas en la cavidad, presumiblemente asociadas a la modificación de la boca de entrada a la furna y que cambió radicalmente el nivel lumínico natural de esta cueva: Una primera fase con escasa luz dónde se desarrollarían los depósitos de biominerales, y una

segunda etapa en el que la luz ha provocado la colonización por este musgo de las superficies húmedas, cubriendo así las coladas preexistentes.

La figura 3.75 muestra la cartografía morfológica de la cavidad elaborada a partir de VIDAL & VAQUEIRO (2007:38) y VAQUEIRO & VIDAL (2012: 28). Puede verse como la cavidad está dividida en dos tramos. Uno amplio con una anchura media de 2 m y una altura que supera los 5 m en algunos puntos. Con láser se han determinado alturas de hasta 8.5 m. En este tramo la sección es relativamente poligonal aunque presenta abundantes concrecionamientos en paredes y techos. El segundo tramo tiene una sección fusiforme, estrecha, y parcialmente colapsada.

Los espeleotemas más abundantes en esta cueva son los de pigotita, que se presentan como microformas de flujo con microgours superpuestos y que se concentran a lo largo de las superficies de pendiente acusada, pero positiva, en la pared SSW de la cavidad. La figura 3.74.b muestra un detalle de estos depósitos, que parecen asociadas a infiltraciones que se producen en el contacto conglomerado-roca caja. La figura 3.76 muestra a distintas escalas los “nanoespeleotemas” que se desarrollan en el interior de los microgours.

A Furna O Coliño, en Illa de Ons, se desarrolla por excavación de una brecha que rellena un antiguo canal desarrollado según fracturas de dirección aproximada N90°E y N60°E. La brecha está formada por cantos angulosos heterométricos de materiales autóctonos que han sido interpretados como depósitos de vertiente, aunque en su base en el interior de la furna, se aprecian retazos de una terraza marina. La memoria de la hoja MAGNA50-222, describe estos depósitos como suelos coluviales, eluvión y aluvio-coluviales de pequeñapotencia (menos de tres metros) que se apoyan fundamentalmente sobre el substrato granítico en pequeñas áreas deprimidas, y formados por arenas arcillosas con cantos dispersos, más o menos angulosos, en general muy poco “trabajados”, lo que confirma un débil, si no nulo, transporte. En el pórtico de entrada es claramente visible estructura brechiforme del relleno formado por las coladas periglaciales que rellenaron la cavidad. Ver figura 3.77.a.

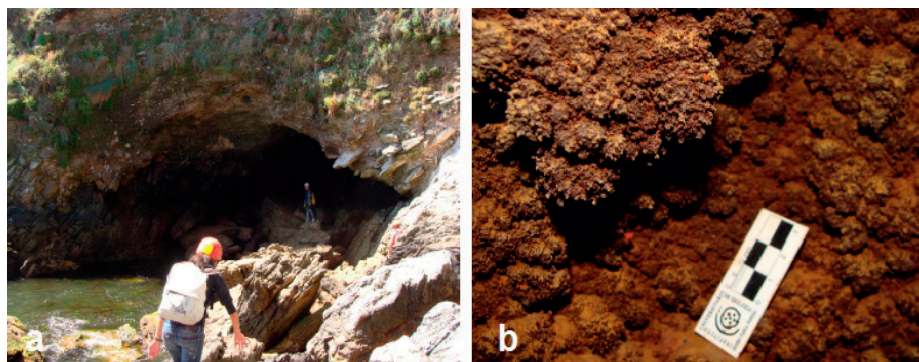


Figura 3.77: Furna O Coliño: (a) Pórtico de entrada que configura la primera sala, excavada en los depósitos de vertiente que rellenan la vaguada; (b) biospeleotemas nodulares localizados en la zona inferior de las paredes en el interior de la cueva. Fotografías M. Vaqueiro 2012.

La cavidad tiene un desarrollo de 77 m DIZ-DIOS et al. (2001). La boca de la furna es un amplio pórtico que se prolonga 18 metros dando lugar a una primera sala, amplia y luminosa. cuyas dimensiones van disminuyendo progresivamente hasta convertirse en un paso

de apenas un metro de alto y que da acceso a la cavidad interior. El suelo está cubierto por grandes bloques graníticos desprendidos de las coladas de derrubios periglaciares que forman el techo de la furna.

La cavidad interior alcanza una importante altura y presenta dos pisos de pigotita rotos y colgados a distintas alturas, lo que sugiere la existencia de varios episodios de desarrollo de la cueva alternando fases erosivas (en distintos estadios de una fase transgresiva anterior), deposicionales, y de colapso. El piso colgado inferior es de gran espesor y parece haber sido enterrado por un colapso (brecha) que a su vez está cubiertos por arenas arcillosas sobre las que se ha desarrollado un nuevo piso estalagmítico (ver figura 3.78). Las paredes en su parte inferior están cubiertos de bioespeleotemas nodulares (ver figura 3.77.b). El piso de la galería es una rampa ascendente en el que predominan bolos graníticos y sobre la que se aprecian fragmentos de pigotita de tamaño casi métrico con importantes espesores procedentes del colapso de los niveles colgados. Esto sugiere que el colapso de los niveles superiores se produciría una vez excavado el nivel de galería actual.

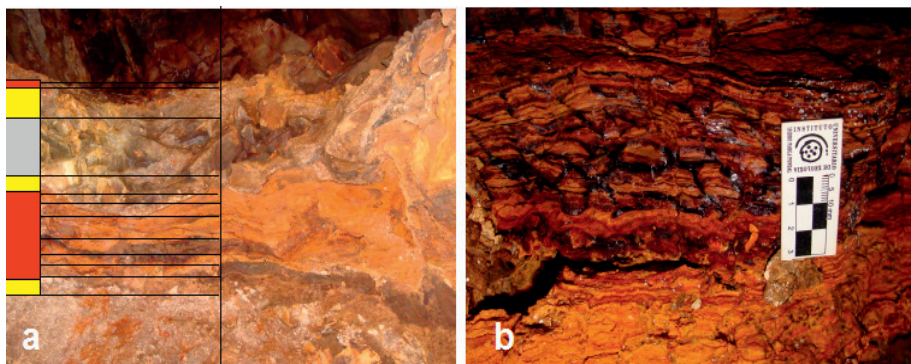


Figura 3.78: Furna *O Coliño*: (a) Sección de pared dónde se aprecian los niveles de pigotita (rojo), fragmentos angulosos de tamaño variable (gris) y depósitos de arcillas y arenas (amarillos); (b) fragmento de bloque de pigotita caído del techo. Fotografías M. Vaqueiro 2012.

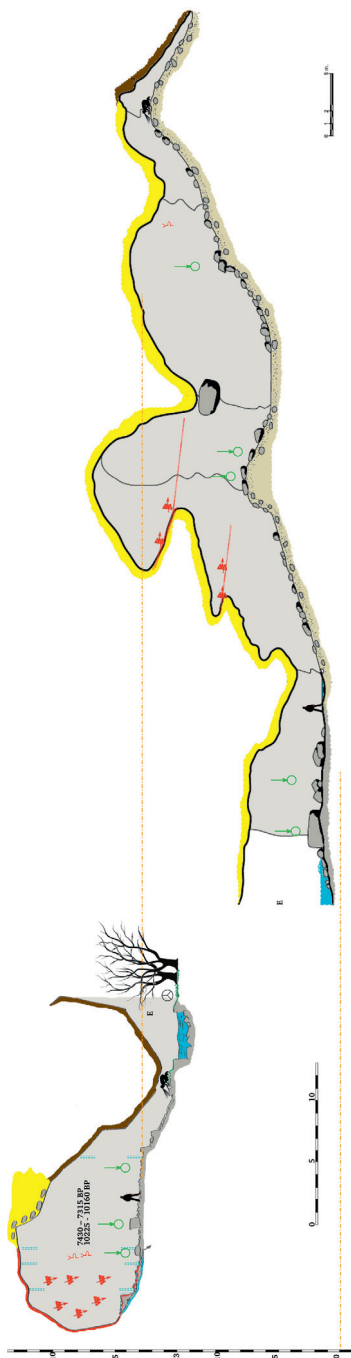


Figura 3.79: Furna O Coliño: Espeleotemas de pigotita: (a) Formas de goteo (dripstone) y compuestas de flujo-goteo (draperies); (b) detalle del dentado formado por microgours en el canto de la forma abanderada (drapery). Fotografías M. Vaqueiro 2012.

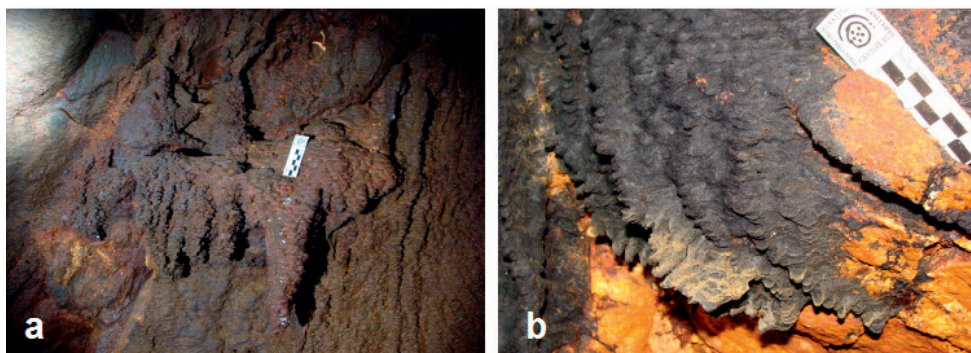


Figura 3.80: Correlación de niveles entre furna de A Laghoa (izquierda) y O Coliño (derecha). Topografía morfológica de O Coliño realizada sobre topografía espeleológica cortesía de DIZ-DIOS et al. (2012). Ambos alzados representados en su cota absoluta. Las cuevas distan aproximadamente 30 km. Los fragmentos datados en A Laghoa son de edad finiholocena por lo que los niveles más altos de O Coliño se habrían desarrollado en el Pleistoceno.

En cota absoluta estos depósitos coinciden aproximadamente con los datados en las paleo-furnas de Cabo Silleiro (ver figura 3.80), y que distan aproximadamente 30 km de O Coliño. Estos depósitos podrían ser registros paleoclimáticos a nivel regional.

Actualmente el nivel del mar se encuentra en ascenso desde hace 15.000 años, por lo que los paleoniveles superiores, explotados por un nivel de mar más alto, se corresponderían con algún episodio transgresivo de edad Pleistocena, lo que es también coincidente con las dataciones obtenidas para Furna da Laghoa.

Una de las características de O Coliño es la abundancia de biofilms(espeleotemas) con una coloración abigarrada diversas morfologías. Ver figuras 5.19.a-c, y 3.79.

3.4 Cuevas no magmáticas relacionadas

Se cierra este capítulo tratando sintéticamente otras cuevas no magmáticas, pero que presentan morfologías deposicionales similares a las observadas en cavidades en rocas volcánicas y plutónicas.

3.4.1. Cuevas en diques de cuarzo (VAQUEIRO, 2004)

Se han identificado varias cavidades emplazadas en el dique de cuarzo de Pico Sacro (ED50 UTM 29T 545.366 4.739.752 534), en Boqueixón, provincia de A Coruña. Este dique tiene una longitud de 17 km, 2 km de ancho y una profundidad de 400 m, y se extiende desde el NO al SE a lo largo de una falla normal y de desgarre denominada Falla Marginal (MAGNA50 -121, IGME, 1978), y que en el entorno de este pico mantiene la dirección N135°E-N140°E.

Entre las cavidades estudiadas destaca la llamada Cova do Pico(ED50 UTM 29T 545.400, 4.739.750, 514). Tiene un desarrollo total de 69 m y un desnivel de -32 m entre el punto más alto y el más bajo. La cueva es en realidad un pozo estructural parakárstico (ver

figura 3.81), con fuerte pendiente, desarrollado en una banda de cuarzo arenitizada y que ha sido interpretada como una brecha o milonita de cuarzo. Esta facie es superficialmente blanda (fallan los anclajes mecánicos sometidos a tracción), blanquecina y presenta una textura sacaroidea. Asociadas a ella se han localizado algunas tubificaciones alineadas con el eje principal del pozo, y también algunas alveolizaciones

La cavidad está formada por la intersección de varios conductos subverticales, con pendientes entre 70° y 90°, y de direcciones coincidentes con las fracturas dominantes del sistema de desgarres de Riedel asociados con la falla principal.

En la cavidad se han localizado depósitos de caolín a -18,6 m; también deposiciones superficiales de ópalo (opal coatings) y formas nodulares de ópalo-A, ambas asociadas a las distintas tubificaciones. En el pozo principal, a -10 m, se produce un pequeño manantial en la pared SE y que presenta, asociado, una pequeña colada de pigotita.

3.4.2. Cuevas en cuarcitas

El fenómeno de las cuevas en cuarcitas, el silica-karst o parakarst en cuarcitas es un fenómeno muy extendido en el mundo y que da lugar a grandes cavidades y sistemas de cavidades originadas principalmente por disolución de la sílice.

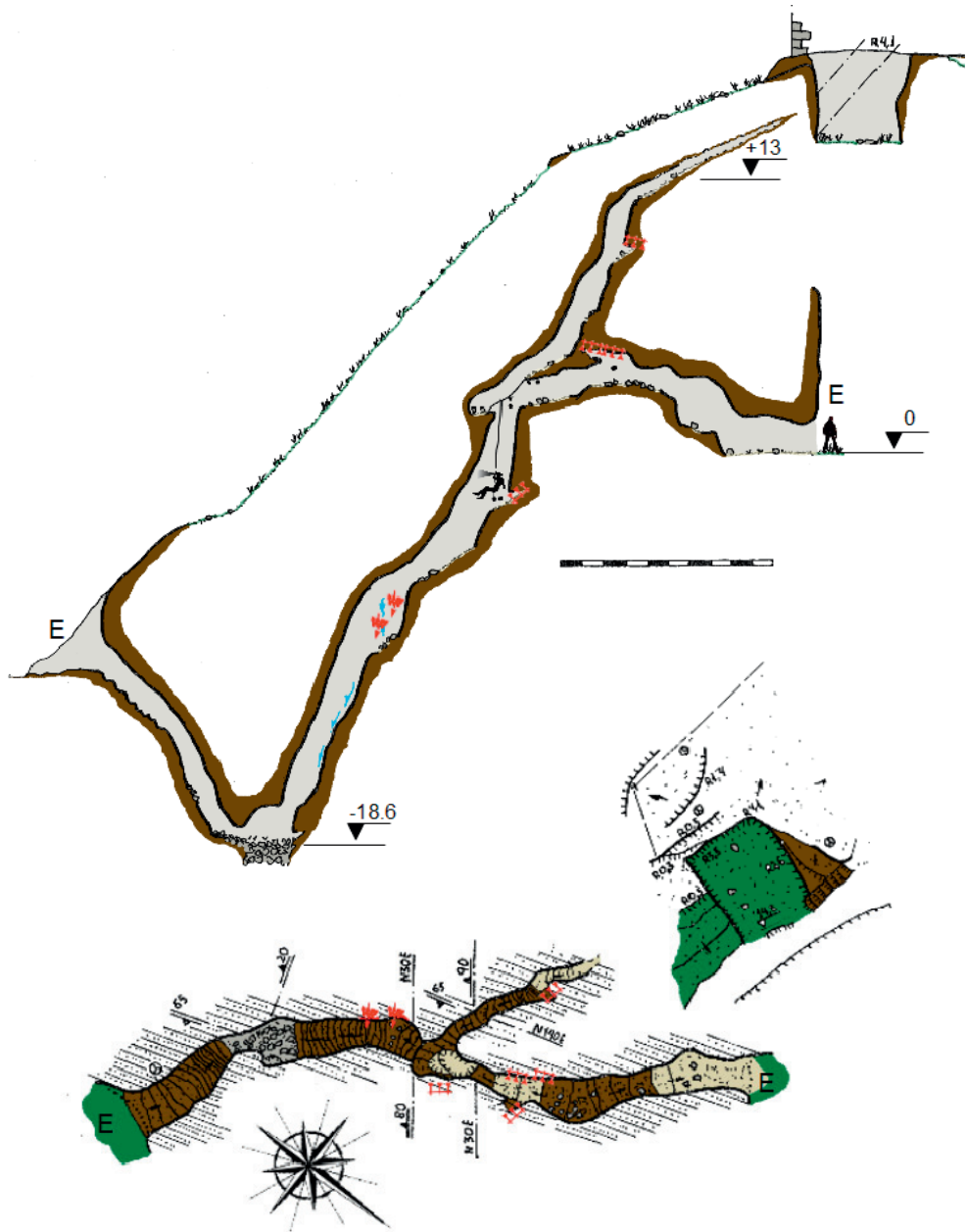


Figura 3.81: Topografía morfológica de Cova do Pico, elaborada sobre la cartografía de base incluida en GROBA & VAQUEIRO (2003).

Las mayores cuevas del mundo en cuarcita se localizan principalmente en Venezuela y Brasil. Destacan (GULDEN, 2016) como cuevas más profundas el Abismo Guy Collet (Brasil) con 681 m de profundidad, Gruta do Centenario (-481 m) y Gruta de Bocaina (-404 m) en Inficionado-Minas Gerais (Brasil). También destacan por su desarrollo Cueva de Saman (18,2 km) y Cueva Ojos de Cristal (16,1 km) ambas en Venezuela.

Estas cavidades presentan importantes conjuntos de espeleotemas y bioespeleotemas de ópalo-A (ver capítulo 5).

En Galicia se han localizado varias cavidades de pequeño tamaño emplazadas dentro de las bandas de cuarcita correspondientes a CA1q1 Areniscas, pizarras y cuarcitas, Serie de Cándana Inferior, Dominio de O Courel (MAGNA 50 157, IGME 1978). Se han estudiado dos pequeñas cavidades, Marco do Medio Mundo (I) en Penacerveira (ED50 UTM 29T 659.053 4.725.173) y Marco do Medio Mundo (II) en Pacios (GWS84 UTM 29T 655.916 4.727.849), de marcado carácter estructural y asociadas a planos de discontinuidad que afectan al afloramiento. Su desarrollo no parece asociado a ningún proceso de disolución, si bien en el mismo afloramiento se han evidenciado pequeñas tubificaciones. Ambas cavidades se desarrollan en la misma banda de cuarcitas, pero están separadas más de 10 km.



Figura 3.82: Galería de Marco do Mediomundo II. A la izquierda colada de pigotita. En techos, inclusive en la entrada (fondo), aparecen espeleotemas de ópalo-A. Fotografía R. Costas 2012.

El interés en estas cavidades parakársticas radica en que se han identificado los mismos tipos de bioespeleotemas que en las cuevas en rocas magmáticas, principalmente

ópalo-A, aunque en Marco do Medio Mundo (II) se combinan espeleotemas de ópalo con espeleotemas de pigotita, siendo estos últimos los más abundantes.

Marco do Medio Mundo (I) es una cueva emplazada en una discontinuidad subhorizontal y que arranca en un frente extraplomado. Está formada un espacio único de aproximadamente 10 m². Las superficies son relativamente continuas y presentan algunas alveolizaciones interiores. La otra cavidad, Marco do Medio Mundo (II), está formada en la intersección de dos planos ortogonales. El plano guía es el vertical, desarrollándose a favour de una cavidad con planta alargada en V, más ancha en boca que en fondo, y que canaliza las aguas que manan dentro de la cavidad. La cavidad no supera los 8 m de desarrollo. Las superficies con escurrimientos lentos (seepage) presentan bioespeleotemas de pigotita.

Capítulo 4

Los grandes sistemas de cuevas en granitos de la Península Ibérica

En el capítulo anterior se ha realizado una revisión, desde un punto de visto morfológico, de los distintos tipos de cuevas que podemos encontrar en las áreas de rocas magmáticas. En este capítulo analizamos en detalle varios de los sistemas más relevantes estudiados en el NO de la Península Ibérica (ver figura 1.3).

Tal y como hemos visto en el capítulo 3, los grandes sistemas de cuevas en rocas plutónicas son bien sistemas estructurales, bien ríos de bloques. Este capítulo se estudian y analizan distintos casos de cuevas de estos tipos, revisando su morfología, características del espacio subterráneo, estructura, espeleogénesis y evolución. Así, por un lado se ha seleccionado el río de bloques de *A Trapa*, vinculado a un gran deslizamiento rocoso en una de las vertientes del monte Aloia (Serra do Galiñeiro); y por otro lado se estudian tres cuevas estructurales, *Sima de A Furna* (Valença, Portugal), *O Folón* (Vigo, Pontevedra, España), y *Albarelos* (Avión, Ourense), y que representan verosíblemente una gradación en la evolución de una red de drenaje superficial, aunque ahora subterráneo en este tipo de sustrato rocoso. Todos ellos se localizan en el Dominio Sismotectónico I Galicia-S Portugal N, zona de Galicia-Tras-Os-Montes.

Aunque son muchos más los sistemas estudiados durante la realización del trabajo de esta Tesis Doctoral, se han elegido como ejemplos tipo las cuatro cuevas más grandes, para las que se ha elaborado y/o normalizado su cartografía morfológica y que se entiende son representativas del tipo morfológico. El estudio y presentación de los ejemplos se ha estructurado de la siguiente manera:

- Localización del sistema y contexto geológico: Se incluyen los datos de geolocalización e información de la zona según cartografía geológica MAGNA50 del IGME. Datos relevantes de la cuenca a la que están asociados y climatología.
- Topografía morfológica principal y derivadas: Se han elaborado vistas en planta y alzado en conjunto y de los sectores. También secciones compuestas transversales. Elaboradas y normalizadas de acuerdo con los criterios indicados en el capítulo 2. Se han construido modelos de conjunto tridimensionales incluyendo inclusive elementos superficiales de relieve (canales de superficie), con el objeto de facilitar el análisis de elementos relacionados espacialmente.
- Descripción del sistema subterráneo: Se describen los sistemas con referencia a los sectores morfológicos o topográficos en que se ha dividido. La descripción detalla el paisaje subterráneo, las microformas correspondientes a los distintos grupos morfogénéticos, identificación de procesos activos y fósiles, etc. Asimismo se detalla y expone la información reflejada en la correspondiente cartografía morfológica, complementándola con fotografías.
- Esquema estructural: No se han realizado mediciones exhaustivas de discontinuidades, aunque se dispone de las mediciones y datos topográficos que en general definen el trazado de los pasajes y discontinuidades en el sistema. Con estos datos, y aprovechando el módulo gráfico del *Compass Software* se han elaborado diagramas tipo roseta de discontinuidades. Debido al espaciamiento entre mediciones, un mismo

pasaje y que representa una misma discontinuidad, puede tener varias mediciones, por lo que la roseta se ha construido no en base al número de medidas en una misma dirección, sino en base a la suma de medidas en una determinada dirección. También como topográficamente se realizan trayectorias que pueden progresar en sentido ascendente o descendente, para no falsear la distribución se ha utilizado una roseta de 180°.

- Aguas subterráneas y red de drenaje, formas de erosión: Aunque forma parte del esquema estructural, se detallan los niveles (cursos activos) y paleoniveles (cursos fósiles) localizados en el sistema. Se establecen sus secuencias relativas tanto de incisión como de evolución en planta del canal y sus meandros.
- Formas deposicionales: Estas formas son indicadoras cuando menos de procesos de ámbito local o zonal. Se concretan los tipos de depósitos y neomineralizaciones presentes, sus relaciones, dependencias y secuencias relativas. Estos depósitos además suelen proporcionar a veces los únicos criterios para definir la cronología de estos sistemas de cavidades.
- Génesis y evolución del sistema: Revisión de mecanismos, procesos que han dado origen al sistema. Síntesis de los procesos observados y de su secuencia relativa. Modelo genético y evolutivo del sistema.

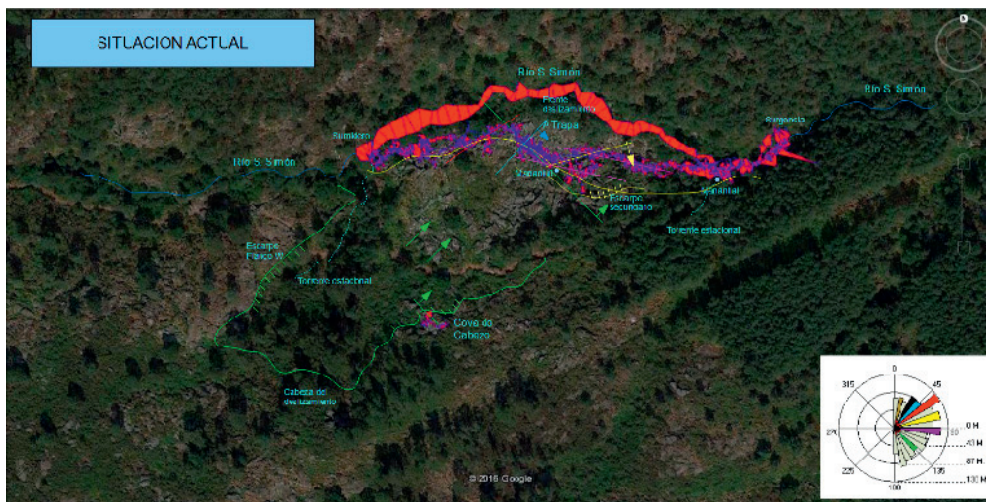


Figura 4.1: Proyección sobre el terreno (imagen Google Earth) de los modelos KML de: *A Trapa*, del curso superficial del S. Simón y que rodea el frente del deslizamiento, y la cueva *Cabezo da Trapa*. Sobre la imagen exportada se han superpuesto varios elementos relevantes: En verde la traza del escarpe principal. También se han señalado los sistemas de fracturas principales y las direcciones de movimiento asociadas a las mismas. La rosa muestra la longitud total topografiada por dirección de pasaje, agrupando las medidas en 36 intervalos de 10°. Finalmente se han incluido la traza de dos torrentes estacionales y la situación de varios mananciales subterráneos.

4.1. Ríos de bloques: El sistema de *A Trapa*

El sistema de *A Trapa* es un río de bloques formado por un deslizamiento rocoso en masa de grandes dimensiones (se estiman 119.453 m³ de roca) que enterró, modificando y

destruyendo, el trazado original del río *San Simón*. La configuración actual ha determinado que el río se haya convertido parcialmente en el sumidero del sistema circulando en parte subterráneamente, siguiendo parcialmente el curso antiguo, y en parte en superficie a lo largo de un nuevo canal que rodea el frente del deslizamiento. Resulta así un curso de agua con dos canales siguiendo el mismo talweg pero discurriendo a cotas diferentes. El curso de superficie circula a cota más alta que el curso subterráneo por lo que durante su avance se ve progresivamente drenado por la cueva a través del frente del deslizamiento, hasta que resulta completamente capturado en un sumidero situado en cota relativa de -73 m con respecto al sumidero principal.

Este deslizamiento ha dado lugar a uno de los sistemas en granitos más grandes de la Península Ibérica y de Europa, con un desarrollo total topografiado de 1.587,4 m, un curso subterráneo de más de 250 m y que salva un desnivel de 102 m. La figura 4.1 muestra la proyección de la cueva, y de otros elementos relevantes de la zona, sobre la ortoimagen de *GoogleMaps*.

4.1.1 Localización

El sistema de *A Trapa* (GWS84 UTM 29T 526.942 4.661.144) se localiza en el curso del río *San Simón*, entre las poblaciones de Cabreiros y Ribadelouro, pertenecientes ambas al ayuntamiento de Tui (provincia de Pontevedra, España). El sumidero principal se ha tomado como referencia topográfica (cota 0 relativa) a nivel local.

4.1.2. Marco geológico

La hoja MAGNA50 – 261 (IGME, 1982) sitúa la cueva en un granito alcalino de dos micas poco deformado. Este granito presenta cuatro facies diferentes, que se encuentran muy entremezcladas unas con otras. Dentro del sistema, principalmente en los afloramientos del sustrato en el curso alto y en algunas zonas de marmitas rotas, se ha observado la facies porfirioide (memoria hoja MAGNA50 – 261, IGME, 1981) con fenocristales de feldespato potásico de hasta 2 cm de longitud. A nivel estructural, y según la hoja cartográfica, en el entorno del sistema de *A Trapa* se aprecian fallas de direcciones aproximadas N120°E, paralelas al valle del *San Simón*, y fallas de direcciones N20°E-N40°E transversales al curso.

4.1.3. Topografía morfológica

El proyecto topográfico de este sistema se ha llevado adelante entre 2.008 y 2.014. La cartografía morfológica y geomorfológica se ha elaborado entre 2.012 y 2.014, actualizándose la adscripción de paleoniveles y neo-pasajes en 2.016.

El modelo digital en sus versiones KML (ver figura 4.1), PLT (ver figura 4.2) y VMRL se han construido progresiva y paralelamente a los trabajados topográficos desde 2.010. En 2014 se ha cerrado el modelo incorporando, como poligonal de superficie y cierre, el canal del curso superficial del río *San Simón*, entre el sumidero (cota 0) y el sumidero de *Petro de Cruces* (cota -73 m). Los materiales arqueológicos localizados se referenciaron con estaciones principales o auxiliares de forma que se pudiera esquematizar su distribución en la red subterránea, información que se incorporó a un modelo digital complementario.

En total el sistema se ha dividido en 47 tramos topográficos, agrupados en 21 submodelos digitales, y que a su vez definen 8 sectores de cueva. Cada sector está caracterizado por unos rasgos específicos estructurales y morfológicos. El análisis estadístico del modelo digital final revisado y compilado en noviembre de 2.015 para esta Tesis, aporta la siguiente información estadística para la versión digital:

- El sistema tiene un desarrollo total de 1.587,4 metros.
- Se han definido 1.793 estaciones topográficas en cueva y 62 estaciones en el río superficial. En total se han medido 2.364 m, de los que 495,2 metros son medidas auxiliares en cueva y 281 m son medidas auxiliares y del canal del río exterior.
- En total se han construido 21 poligonales cerradas para la compensación de errores.
- La profundidad del sistema, entendido como la diferencia entre la estación topográfica más alta y la más baja, es de -94,6 m. El desnivel del río entre el punto más alto (de las galerías de sumidero) y la surgencia es de 102,0 m.
- Proyectado en superficie, la cavidad topografiada ocupa un área de $242 \times 43 \text{ m}^2$, y el conjunto cueva – río superficial ocupa un área de $255 \times 63 \text{ m}^2$.
- La cueva topografiada encierra un volumen de $3.554,6 \text{ m}^3$.
- El diámetro medio del pasaje es de 1,5 m.
- La inclinación media de la cueva es de $27,4^\circ$.

La edición actual de la cartografía general morfológica de planta y alzado se incluye en VAQUEIRO et al. (2014). Para esta tesis se han elaborado 10 láminas: planta y alzado de cada uno de los ocho sectores, y dos láminas de detalle del sector *Féveros*. Esta cartografía que se tomará como referencia para la descripción y estudio del sistema.

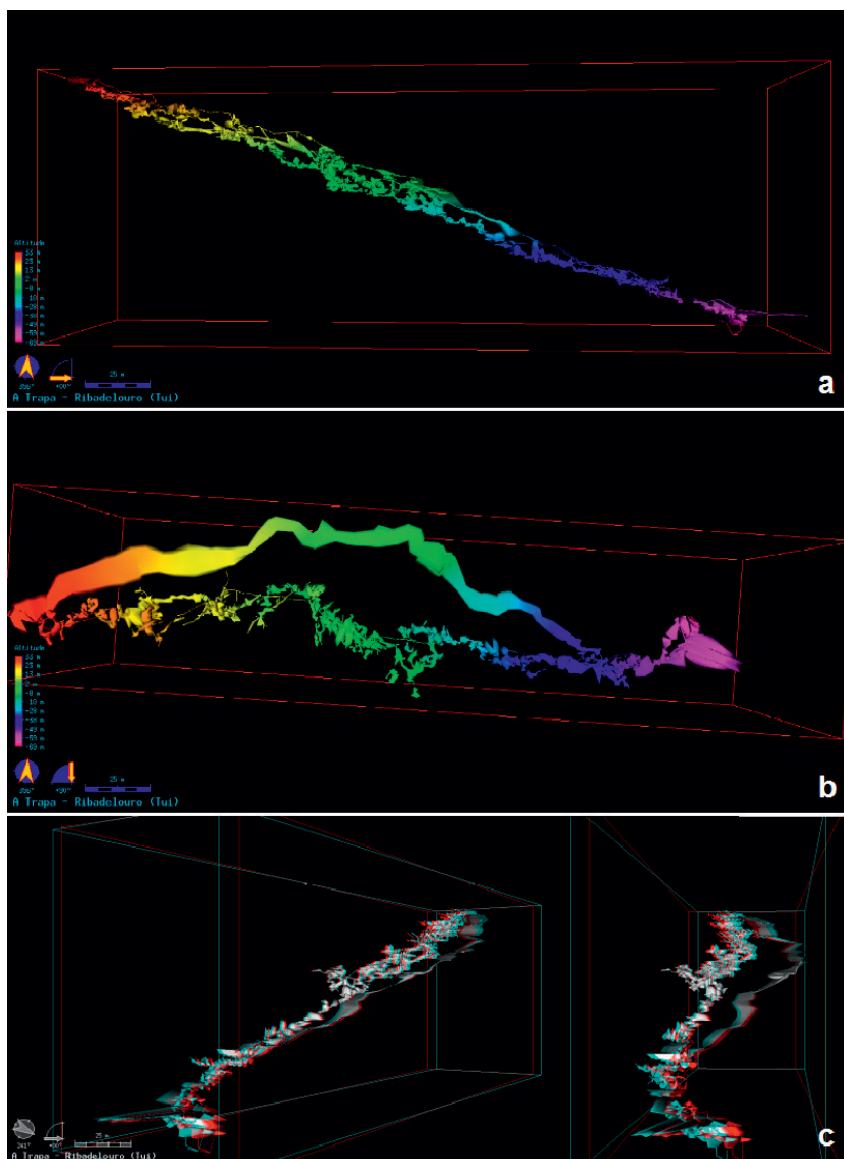


Figura 4.2: Modelos PLT de *A Trapa*: (a) Alzado; (b) planta; (c) y modelo anáglifo

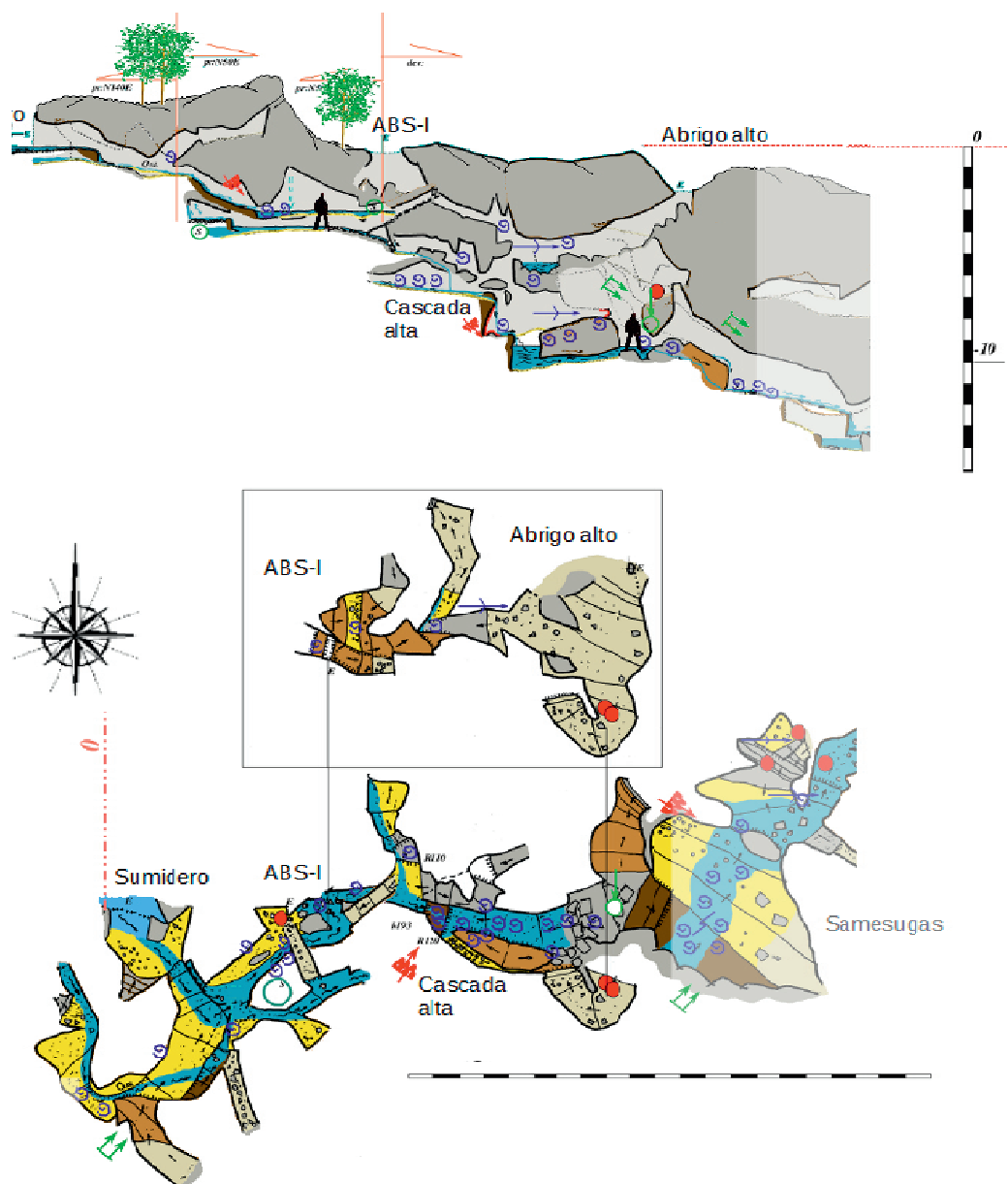


Figura 4.3: Planta y alzado sector sumidero. Los pasajes transversales se corresponden con un desplazamiento y escalonamiento de la masa de roca a favor del plano que define la vertiente

4.1.4. Descripción del sistema

En base a la cartografía y modelos se observa que a pesar del gran desnivel entre el sumidero principal y la surgencia, la cueva es poco profunda con respecto a la superficie del río de bloques, que desciende escalonada y relativamente paralela al sustrato rocoso, trazando así el canal enterrado. El máximo espesor de roca sobre el canal se localiza en el sector *Féveros*, dónde se superan ligeramente los 15 m. El espesor medio es de 10 m en los cursos alto y medio, y se reduce a unos 5 m en el sector de la surgencia.

En los espacios subterráneos se superponen elementos que pertenecen a distintos grupos morfológicos. Los más notables son las formas de erosión, asociados al curso activo y también por encima de ésta distinta cota sobre el nivel de base, y que identificamos bien como forma pre-existente y perteneciente al canal primigenio, bien como forma post-genética asociada al canal activo o a un posible paleonivel. A veces la elección ha resultado complicada debido a que el movimiento de bloques no solamente ha enterrado el canal existente, si no que (por ejemplo, dónde aparecen conjuntos de marmitas colaescentes y superpuestas) ha destruido el canal original desplazando los fragmentos de formas previas. Para tratar de resolver esta adscripción para los distintos conjuntos de formas, se ha tomado como referencia la estructura del cañón preservada aguas arriba, por encima del sumidero principal.

Describimos los ocho sectores que conforman este sistema de cuevas, partiendo desde el sumidero y recorriendo la cueva en sentido descendente:

Sector Sumidero (lámina 4.3):

Define un tramo del curso alto subterráneo parcialmente aislado del resto del sistema. Presenta tres cavidades principales: *Sumidero*, *Abs-II* y *Abrigo - Cascada Alta*. Topográficamente los conductos son convergentes pero la colmatación por sedimentos, mayoritariamente arenas, al menos durante la campaña topográfica, no ha permitido el paso de una a otra cavidad.

Hay un canal con curso activo circulando entre bloques de tamaño medio, a veces inclusive sobre rampas de roca continua, de superficie pulida, y que progresa según N45°E. Los aportes de agua y algunos paleoniveles son transversales al canal y de direcciones N133°E (galerías del sumidero principal) y N160°E (otros sumideros estacionales y diaclasas abiertas). Nótese que los pasajes de direcciones N133°E son normales a la dirección del deslizamiento principal, (apertura perpendicular a la dirección de máxima tracción).

Este sector está formado por una galería o canal principal que se inicia en el sumidero. Se ha identificado al menos un nivel colgado sobre el canal principal, caracterizado por la presencia de marmitas abandonadas, superficies pulidas y depósitos formados por cantos rodados. La traza de estos niveles y del curso presentan una pendiente media de -21°.

En las proximidades de las bocas del sumidero los depósitos están formados mayoritariamente por cantos rodados de tamaño decimétrico-centimétrico, mientras que en el primer nivel del sector, los depósitos son de granulometría mas fina, mezclas de limos y arenas. En alguna de los sumideros estacionales de dirección N160°E también se producen acumulaciones de cantos rodados de pequeño tamaño.

La galería que enlaza con el sistema principal, denominada *Cascada Alta*, es un canal de dirección N110°E y paredes rocosas formado parcialmente por la coalescencia de marmitas de hasta 3 m de profundidad y diámetro métrico. Presenta una pequeña cascada de agua en el tránsito entre *Abs-II* y este tramo del sector. Los bloques acumulados que dan lugar al salto presentan en su base acumulaciones de pigotita, incluidas algunas formas estalagmíticas.

Las paredes son sinuosas con aparentes *pseudo-scallops* en las superficies extraplomadas. La pared sur de esta galería presenta el desprendimiento de un gran bloque pulido tras el cual se preservan acumulaciones de cantos rodados de tamaño decimétrico formando una pequeña terracita colgada. Encima de este canal se localiza un abrigo de dimensiones importantes. Se han localizado diversos materiales cerámicos (ver figura 5.22.g) en el pasaje que enlaza este abrigo con el canal del río.

El canal de la *Cascada Alta* termina en un colapso de bloques de tamaño métrico e inferior que fosilizan algunas marmitas. Al atravesar el colapso se entra en la *Sala Samesugas*, dónde se inicia el sector *DK*. Este colapso parece asociado a colapso y movimiento según una diaclasa de dirección N135°E.



Figura 4.4: Curso superficial del *San Simón* y sumidero de *A Trapa*: (a) pequeña cascada sobre el sumidero. En este punto el curso se divide circulando en superficie (izquierda) y hacia el sumidero (derecha); (b) entrada del sumidero; (c) los primeros tramos del curso superficial circulan rodeando el frente del deslizamiento e inclusive saltan algunos bloques acumulados en el canal bajo los que también se desarrollan pequeñas cavidades; (d y e) entre el sector *Río Grande* y *Petro de Cruces* parte del curso superficial circula sobre superficie rocosa en la que aparecen pequeñas formas de erosión

Sector DK (Diaclasas de las cerámicas) (lámina 4.5):

Es un sector formado al menos por cuatro niveles. Dos neoniveles superficiales, en dos cotas diferentes pero convergentes, aparentemente desarrollados por la apertura e intersección de juntas transversales al canal de direcciones N130°E y N160°E, y longitudinales de dirección N70°E. Las fracturas de dirección N70°E, en los niveles superiores, presentan desplazamiento y escalonamiento transversal, señalando un posible rejuego de la acumulación de bloques a nivel local, combinando un deslizamiento secundario, con un asentamiento sobre el propio canal subterráneo.

El canal del río es prácticamente recto. Se produce un cambio brusco en la dirección del canal, pasando de N110°E en el sector *Sumidero* a N45°E (sala *Samesugas*) y N70°E (curso principal) en el sector *DK*. Abundan las marmitas con tamaños menores al metro. Parte del suelo es sustrato y parte son bloques que escalonan el curso entre *Samesugas* y el canal principal. El canal tiene un ancho medio de 2 m y sigue la dirección N70°E. Las variaciones en ancho del canal son debidas a escalonamientos y diaclasas abiertas de direcciones N125°E, N160°E, N180°E, relativamente parejas a algunas juntas abiertas en los niveles suprayacentes.

Los espacios principales superan los 5 m de ancho y los 11 de largo. Se ha evidenciado la presencia de materiales cerámicos y líticos. Los materiales cerámicos se concentran en las bocas situadas al N y de forma aislada en las diaclasas abiertas asociadas a las entradas a este espacio desde el S. Existe un posible paleonivel situado bajo las entradas N que permite descender a través de los retazos de una gran marmita hasta el curso activo (ver figura 4.6.a). En los depósitos de arenas y cantos de este paleonivel se han identificado varios materiales cerámicos. En las coladas formadas en juntas, y que descienden hasta el río subterráneo, se aprecian dispersos algunos fragmentos cerámicos. Los mayores espacios se localizan precisamente bajo los neoniveles arqueológicos, en el enlace entre los sectores *Sumidero-DK*: Por ejemplo, la mayor sala (*Samesugas*) tiene una luz de unos 10 m y configura un espacio, de unos 70 m².

El canal mantiene la pendiente media, al igual que los niveles y paleoniveles, serpentea y salta entre bloques erosionados y fragmentos de marmitas (ver figura 4.6.b). Existen dos tramos de paleonivel no topografiados y caracterizados por la presencia de grandes rampas rocosas donde se aprecian formas de erosión antiguas. Estas rampas parecen haber dirigido los deslizamientos a nivel local y se han interpretado como retazos del curso original del *San Simón*. En su perímetro se han localizado grandes fragmentos de vasijas suspendidos entre bloques (ver figura 4.10).

En las proximidades del *Pozo I*, unión del sector *DK* con el sector *Costa das Oias*, el canal se ve interrumpido por un colapso que aparentemente se ha producido al derrumbarse un conjunto de marmitas y que originalmente formarían un escalón de plano N135°E. El río subterráneo vira al oeste siguiendo este plano y dirección, adaptándose posteriormente a la dirección N55°E que define y estructura el sector de *Costa das Oias*.

El espacio denominado *Pozo I*, es una chimenea de 7,5 m de altura y que abre al exterior. Parece una apertura (4 m) de una diaclasa de plano subvertical N 135°E, con deslizamiento y rotación/basculamiento (*pitch*) al oeste de los bloques situados aguas abajo. Existen varios niveles colgados y definidos por el movimiento de los bloques. También se han localizado acanaladuras y algunas formas de erosión que evidencian la existencia de tramos de al menos un paleonivel a +5,5 m sobre la base de la chimenea, con una pendiente media de -35°, superior a la pendiente media del canal, pero similar a la que se observa en el sector.

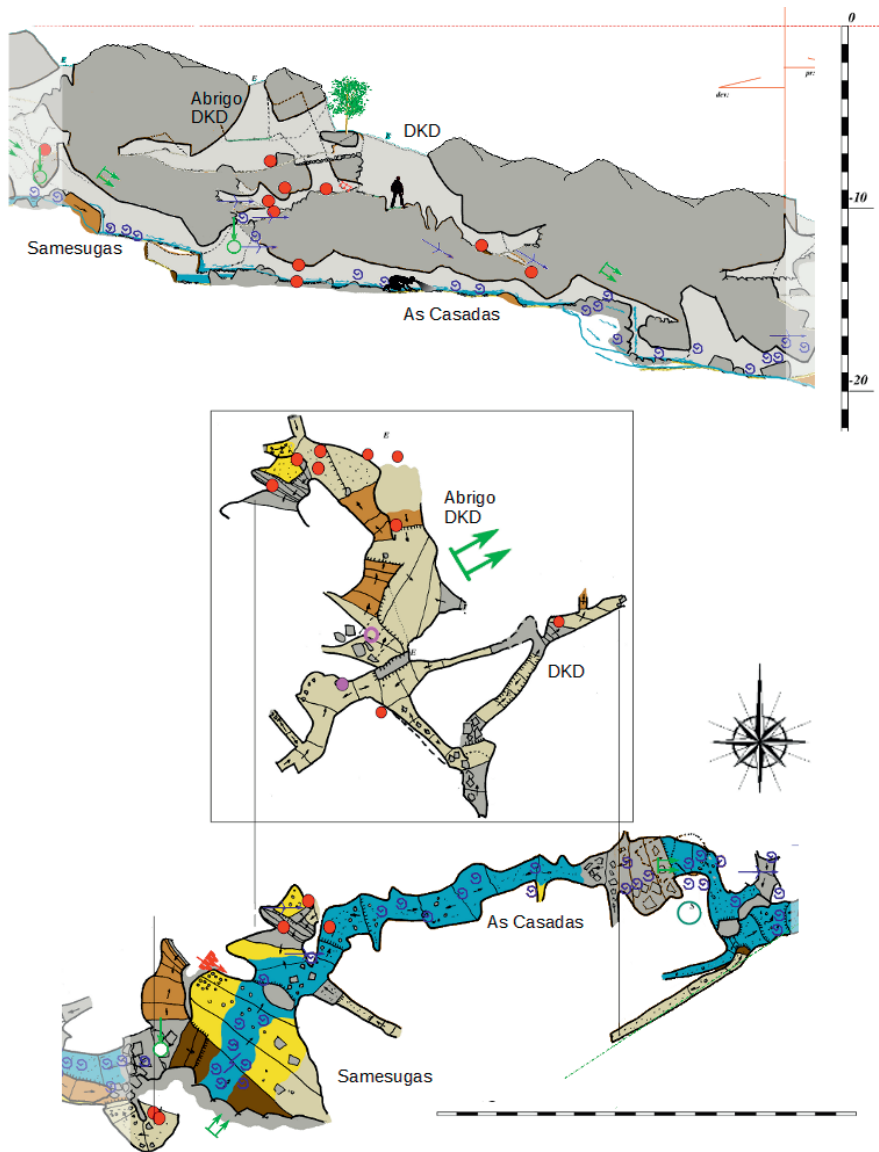


Figura 4.5: Planta y alzado sector DK (*Diaclasa de las cerámicas*). Los neo-pasajes de los niveles altos muestran dos direcciones de movimiento (secundario). Unas, transversales al canal, asociadas a discontinuidades de dirección aproximada N135°E a favor de la pendiente natural de la estructura de lajas; otras, paralelas al canal, y que marcan un deslizamiento y escalonamiento transversal.

El curso de aguas circula bajo el caos que rellena la base de esta chimenea. Este caos de bloques a su vez está cubierto por depósitos fluviales, mayormente arenas y limos. En algunas superficies pulidas se observan los fenocristales de la facie porfiroide.

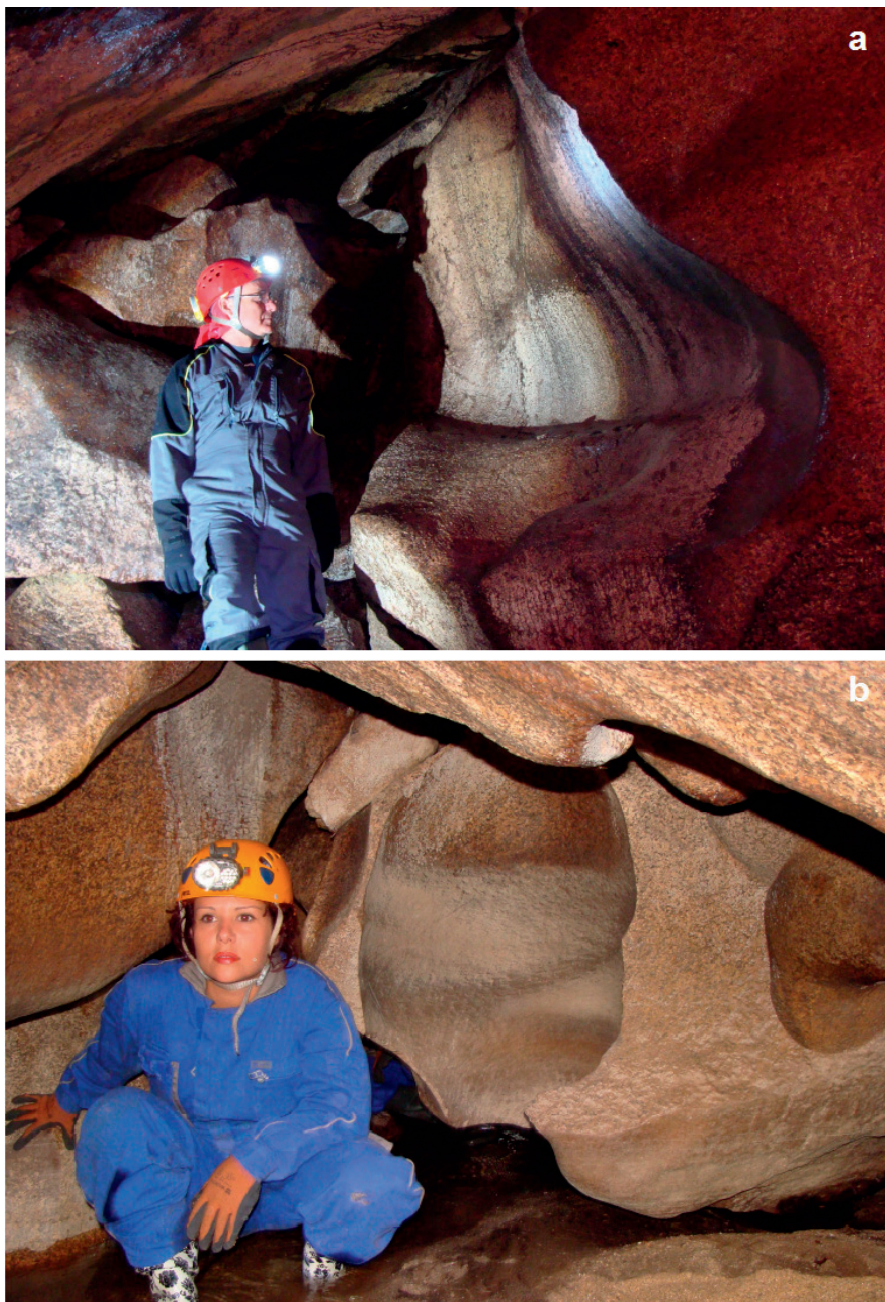


Figura 4.6: Canal Sector DK: (a) Marmita compleja situada bajo la sala que constituye el yacimiento principal del sector DK. Al fondo, en la parte central, se abre un paso ascendente que da acceso a uno de los niveles arqueológicos del sector; (b) el canal actual circula entre bloques que preservan fragmentos de marmitas. Estos bloques se han interpretado como retazos del curso primigenio del *San Simón*. (Cota relativa -16 m).



Figura 4.7: Fragmento de vaso cerámico del Bronce localizado en uno de los niveles del sector *DK*, tal y como apareció. Se sitúa a +3 m sobre el canal. Los materiales provienen del hundimiento parcial del nivel del abrigo *DK*. Nótese que los bloques presentan superficies pulidas mientras que la pieza tiene los bordes de rotura vivos.

Sector *Costa das Oias* (lámina 4.8):

Es el tramo intermedio entre el sector *DK*, que culmina en la base de la chimenea *Pozo I* con el sector *Féveros*. Constituye uno de los tramos más complejos de esta cueva.

Este sector se caracteriza por la presencia de rampas rocosas de gran extensión y pendiente media -35° , superficies de lajamiento del sustrato, pulidas por erosión y sobre las que se han desarrollado formas de erosión de tamaño métrico. Estas rampas se inician en la cota -19 m y terminan en la cota -31 m donde el sistema cambia bruscamente de dirección. Las mayores formas y rampas se encuentran aisladas del curso principal formando un paleonivel situado contra la vertiente sur, a un mínimo de +4 m sobre el curso activo que circula oculto bajo un caos de bloques y fragmentos de marmitas.

La dirección predominante de los pasajes es N55°E y se ha interpretado como parte del curso primigenio del *San Simón*. Destaca también la existencia de varios escalonamientos en la galería principal y en el curso de aguas, todos ellos asociados a discontinuidades de dirección N135°E. Al igual que en el sector *DK*, en superficie, fuera de cueva, los bloques marcan los pasajes N55°E con un escalonamiento lateral que traza esta misma dirección.

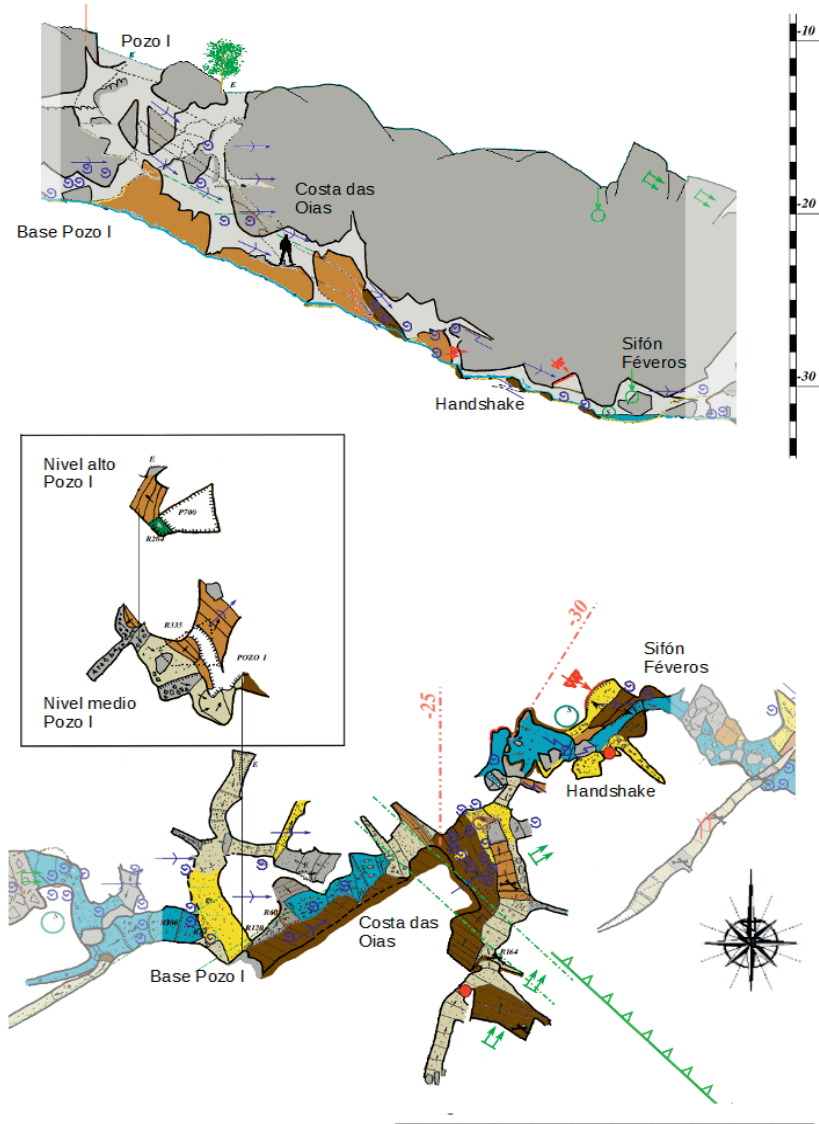


Figura 4.8: Planta y alzado sector *Costa das Oias*.



Figura 4.9: Detalle de una de las rampas de *Costa das Oias*: (a) Detrás del espeleólogo diaclasa sub vertical asimilada con la familia de discontinuidades N55°E que define el canal. En el primer plano, cortando transversalmente la rampa, diaclasa N135°E dónde se aprecia el desplazamiento vertical relativo entre los bloques del sustrato.

La rampa principal de *Costas das Oias* se verticaliza escalonadamente en su tramo final llegando a superar los 55° . Las superficies están pulidas y cubiertas de marmitas de tamaño inferior a 0,6 m en diámetro, si bien de forma aislada se aprecia alguna marmita mayor (4.9.b). La rampa está marcada por varias diaclasas de dirección $N135^\circ E$ y que presentan rejugado vertical con aparente cabalgamiento del bloque superior sobre el inferior (ver figura 4.9.a), lo que sugiere un movimiento vertical similar al presente en una falla inversa (VIDAL-ROMANI, 2012, com. Pers.).



Figura 4.10: En superficie, el *Sifón de Féveros* está asociado a un escalonamiento de bloques. La línea roja (1) marca el plano del escalonamiento. Los bloques de la derecha (3), pertenecientes a *Féveros* se levantan por encima de los bloques situados sobre el sifón de *Costa das Oias* (2). Esta configuración se ha representado en el alzado de 4.8. Parte del levantamiento de los bloques en *Féveros* es debido a un segundo movimiento de dirección O-SO. La apertura de pasajes $N55^\circ E$ paralelos al canal es debido a que la masa (2) presenta un segundo movimiento compuesto de dirección NE. Presumiblemente el primer deslizamiento cubrió una antigua cascada, produciéndose posteriormente un segundo movimiento de hundimiento hacia el centro del canal.

La bóveda está formada por grandes lajas que aparentan haber deslizado por encima del paleonivel siguiendo estas mismas rampas.

El punto más bajo de este sector se sitúa a casi -31 m con referencia al sumidero principal. Es el único punto del sector dónde se alcanza el curso de agua activo. Es un espacio formado por la acumulación de bloques sobre el sustrato con techo formado por grandes lajas. Hay un hueco parcialmente obstruido, único paso hacia la galería denominada *El Sifón*, entrada en el sector *Féveros*, pero solamente permite el enlace topográfico. En 2008 se intentó desobstruir el paso pero no fue posible debido a la presencia de bloques inestables. La

reducción de sección en el canal y de altura en la bóveda da lugar a una zona de sifonamiento temporal durante parte del año. Existen algunos depósitos de pigotita en las proximidades del curso activo.

En los niveles altos de este sector abundan los espeleotemas de ópalo-A. En la zona alta de algunas rampas se han localizado fragmentos cerámicos.

Sector Féveros (lámina 4.11):

Este sector se inicia en el nivel más bajo de *Costas das Oias*, a -30 m de profundidad con respecto al sumidero principal. Su primer tramo, denominado *El Sifón*, da continuidad a *Costa das Oias* y evoluciona según N55°E. Está formado por pequeños volúmenes cuyos pasos están parcialmente sumergidos durante todo el año. En las proximidades de la galería principal de *Féveros* el curso circula en un canal inciso, sobre los retazos de las mismas rampas que definieron el sector *Costa das Oias*. La intersección de ambas galerías forma un curioso espacio en el que se conservan varias marmitas y formas de erosión cubiertas de espeleotemas de pigotita (figura 4.12)

La galería principal de *Féveros* es un canal que evoluciona según N135°E con un salto de agua de -11,5 m en apenas 18 m de desarrollo horizontal. El salto de agua está formado por varios escalonamientos que terminan en una cascada de unos 6 m. La figura 4.13 muestra las proyecciones en planta del canal activo y de los niveles suprayacentes. La figura 4.14 incluye un desglose de los cuatro niveles y paleoniveles que constituyen la cascada, vista en planta y secciones transversales.

Los saltos son roturas del canal original y que han dejado bloques con abundantes formas de erosión. Presentan pátinas superficiales erosionadas, que en muchas zonas del canal se muestran como restos de antiguas coladas de pigotita. Ver figura 4.15.

Este tramo de la cavidad presenta paredes semicontinuas al S y bloques acumulados, bien bloques rotos y dislocados, bien bloques caídos al N. En general el aspecto es parecido al de un sistema estructural. La pared sur conserva numerosas formas de erosión figura 4.12.c. Su continuidad coronando el canal inciso de la cascada se ha interpretado como un paleonivel (*Paleonivel Superior*) del sector.

Uno de los elementos más representativos de este tramo de cueva y de la dinámica del sector es el canal inciso que conforma la cascada, siguiendo un plano subvertical de dirección N135°E.

Tomando como referencia las secciones compuestas de la figura 4.14, la base de la cascada se situaría a -43 m de profundidad, y existirían marmitas colgadas y despegadas del fondo del canal entre los -42,5 y los -40,5 m. Se ha definido un primer paleonivel situado aproximadamente entre los -37 y los -38 m, apareciendo marmitas colgadas, de poco desarrollo, en los -35 y -37 m. Existiría un paleonivel superior en la cota -34 m con *notches* de erosión laterales y con marmitas desarrolladas en varias cotas.

El canal de la cascada principal aparenta ser, en realidad una coalescencia de marmitas o conjuntos de marmitas (ver figura 4.16 a y b), aunque actualmente algunas están parcialmente dislocadas debido a los movimientos cruzados de bloques.

La base de la cascada (-43 m) está socavada contra corriente, siguiendo un plano estructural. No es una socavación por erosión (*notche*) aparentando corresponderse a un plano con movimiento de la masa rocosa. Incluso las marmitas situadas al pie del salto de agua están despegadas del suelo aproximadamente 40 cm. Este espacio situado bajo la cascada es una pequeña sala baja cuyos límites, indefinidos por la acumulación de cantos, definen una

superficie con forma de abanico de 4 m de ancho por 2 m de fondo. Parece asociada a un plano de lajamiento. El techo presenta acumulaciones de pigotita y la base del canal está formado por depósitos de cantos rodados. La figura 4.17.a muestra la salida de esta pequeña sala bajo unas marmitas cuyos bordes están remarcados por el crecimiento de un anillo de pigotita. La figura 4.17.b. muestra el lateral de esa socavación basal, cuyos relleno es una brecha formada por fragmentos angulosos de roca sin retoque evidente.

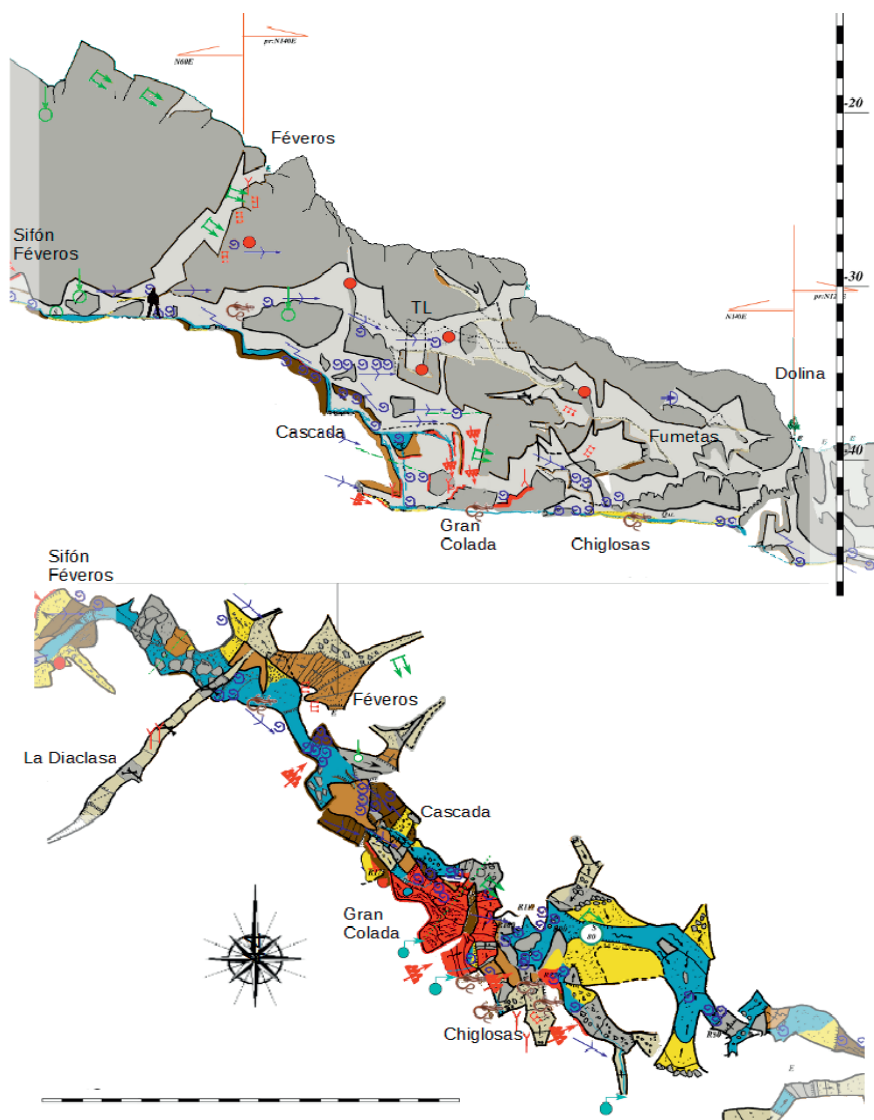


Figura 4.11: Planta (solamente del canal) y alzado sector *Féveros*.



Figura 4.12: (a) Marmitas desarrolladas en el frente N135°E en la intersección dónde se inicia el sector *Féveros*. Las marmitas están fosilizadas por una delgada colada de pigotita. En la base de la colada (b) aparece la inscripción *YoYo 1971*; (c) paleonivel superior de la cascada, situado a unos 20 m de distancia de (a), en la misma pared SES. Los bloques del techo son lajas pertenecientes al deslizamiento principal.

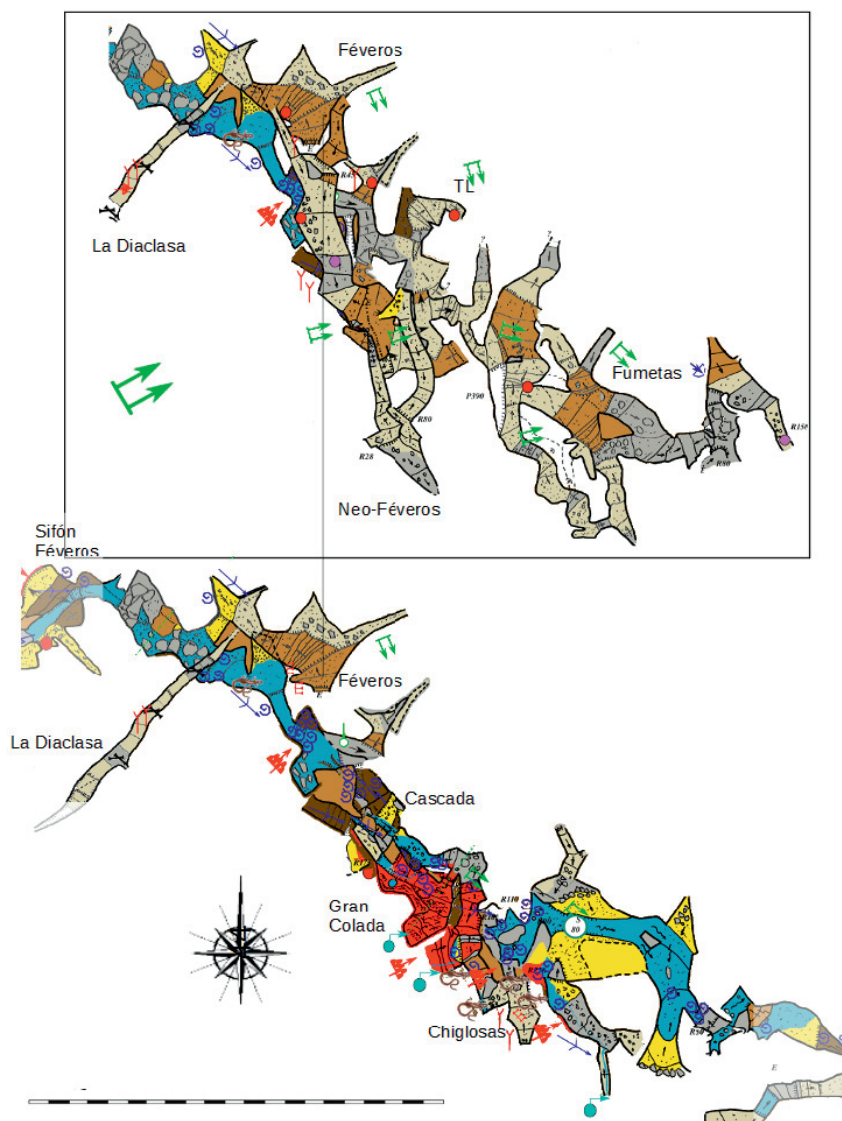


Figura 4.13: Planta de los neo-niveles, paleo-niveles y curso activo de *Féveros*. Nótese como la compleja red de pasajes de los niveles altos, trazan deslizamientos y rotaciones de la masa rocosa, inclusive opuestos en sentido al deslizamiento principal. Esos movimientos no se reflejan en las estructuras profundas.

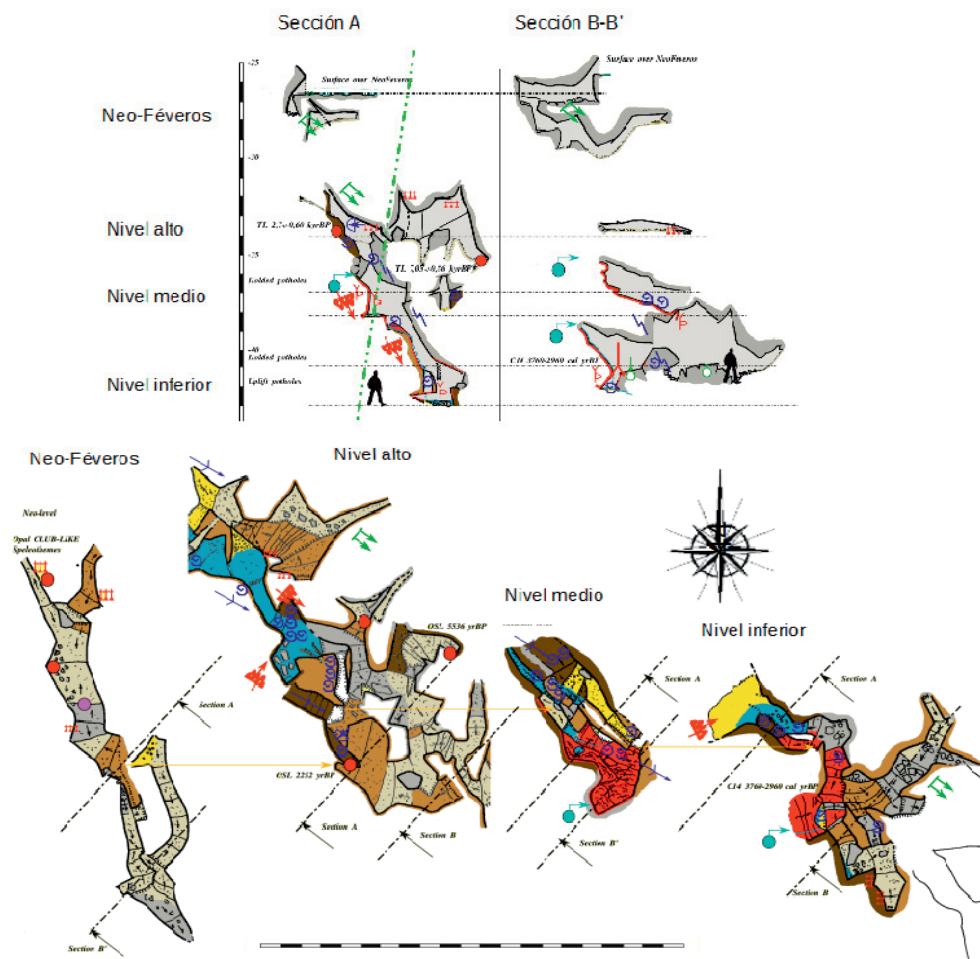


Figura 4.14: Detalle de la *Cascada de Féveros*. Se reflejan principalmente los 4 paleoniveles adscritos a este salto de agua. El techo del paleonivel alto se corresponde con bloques y lajas provenientes del deslizamiento principal. Los grandes depósitos de pigotita están asociados a manantiales subterráneos. Nótese que existen formas de erosión desarrolladas sobre la pigotita e igualmente existen formas de erosión desarrolladas sobre la roca y que actualmente se encuentran fosilizadas por la colada. Se indican las dataciones absolutas de los distintos depósitos.

En algunos tramos alejados del chorro actual de la cascada, el espacio situado entre la pared continua (S) y los bloques (N) ha sido sellado por el crecimiento de una gran colada de pigotita que atraviesa dos paleoniveles hasta alcanzar el curso activo. La colada se desarrolla entre las cotas -36 y -43 m, asociada a manantiales de agua que afloran en los planos de lamamiento, y actualmente está en proceso de destrucción por la reactivación esporádica del nivel medio. VIDAL-ROMANI et al. (2014) han datado una columna estalagmítica de tamaño métrico (figura 5.10.g) en cota -40,5 m (nivel inferior), espeleotema que presenta una edad C14 3.760 cal yrBP en el núcleo y C14 2.960 cal yrBP en la superficie visible actualmente.



Figura 4.15 Sector *Féveros*: Fragmento de rampa rota cubierta de formas de erosión. Se localiza en cota del *Paleonivel Superior* de la *Cascada*, aproximadamente a -32 m de profundidad con respecto al sumidero. Nótese como los distintos bloques y formas de erosión situados dentro del canal activo, están cubiertas parcialmente por pátinas erosionadas. Estas pátinas son restos de pigotita erosionada. En el lado izquierdo de la fotografía, en el goteo sobre la marmita, el borde del bloque superior está perfilado por un *drapery* del que arrancan varias

estalagmitas de pigotita de pequeño tamaño. Las formas están en proceso de destrucción, e indican que existió una fase anterior con un régimen hídrico muy diferente, en el que predominaron los procesos deposicionales sobre los erosivos.

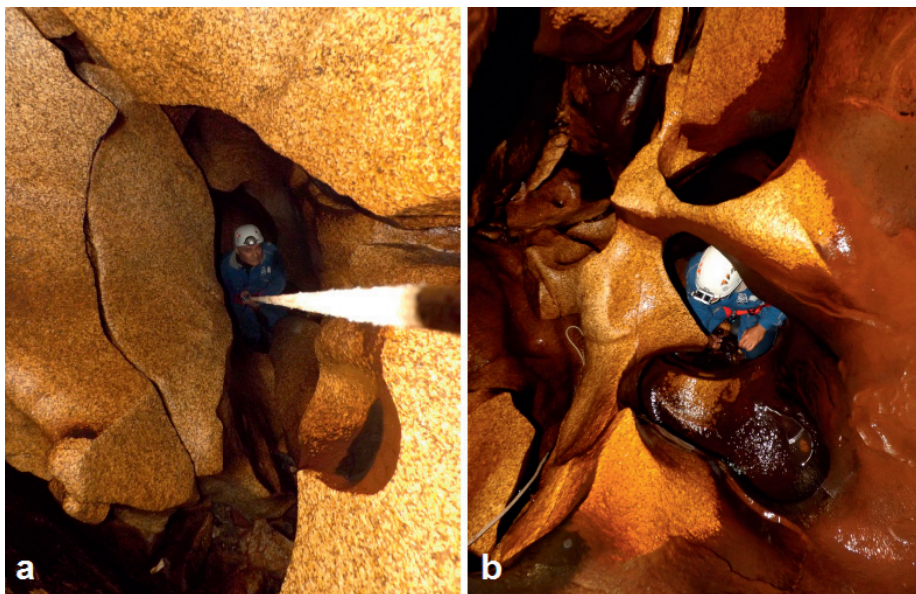


Figura 4.16: *Cascada de Féveros*: (a) Cabecera del pozo principal; (b) marmitas situadas entre los -42,5 y -40,5 m. Estas marmitas están despegadas del fondo del canal (ver sección A-A' en 4.15). Las pátinas amarronadas son los restos erosionados de una gran colada de pigotita que forraba la totalidad de las superficies de este pasaje, inclusive los techos y el canal de la propia cascada. Los restos visibles muestran que la colada tenía varios centímetros de espesor. Las diaclasas visibles son discontinuidades de dirección aproximada N135°E.

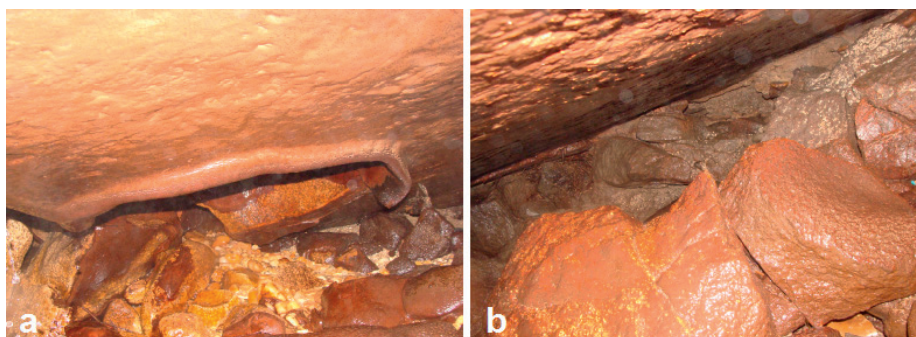


Figura 4.17: Zona basal de la *Cascada de Féveros* (-43 m): (a) base de las marmitas “despegadas” del fondo del canal. Parte del depósito fue un conglomerado cuya matriz es pigotita. Actualmente está siendo destruido. Destacar el *drapery* en anillo que perfila la marmita. Esta marmita es la misma que aparece con el espeleólogo en la figura 4.16.b; (b) la zona más interior de este espacio presenta acumulación de fragmentos angulosos mezclados con cantos rodados aislados. Esta oquedad basal podría indicar de que el nivel de base de la cascada es en realidad un relleno y que los bloques laterales del cañón han sufrido ligeros desplazamientos hacia el canal.

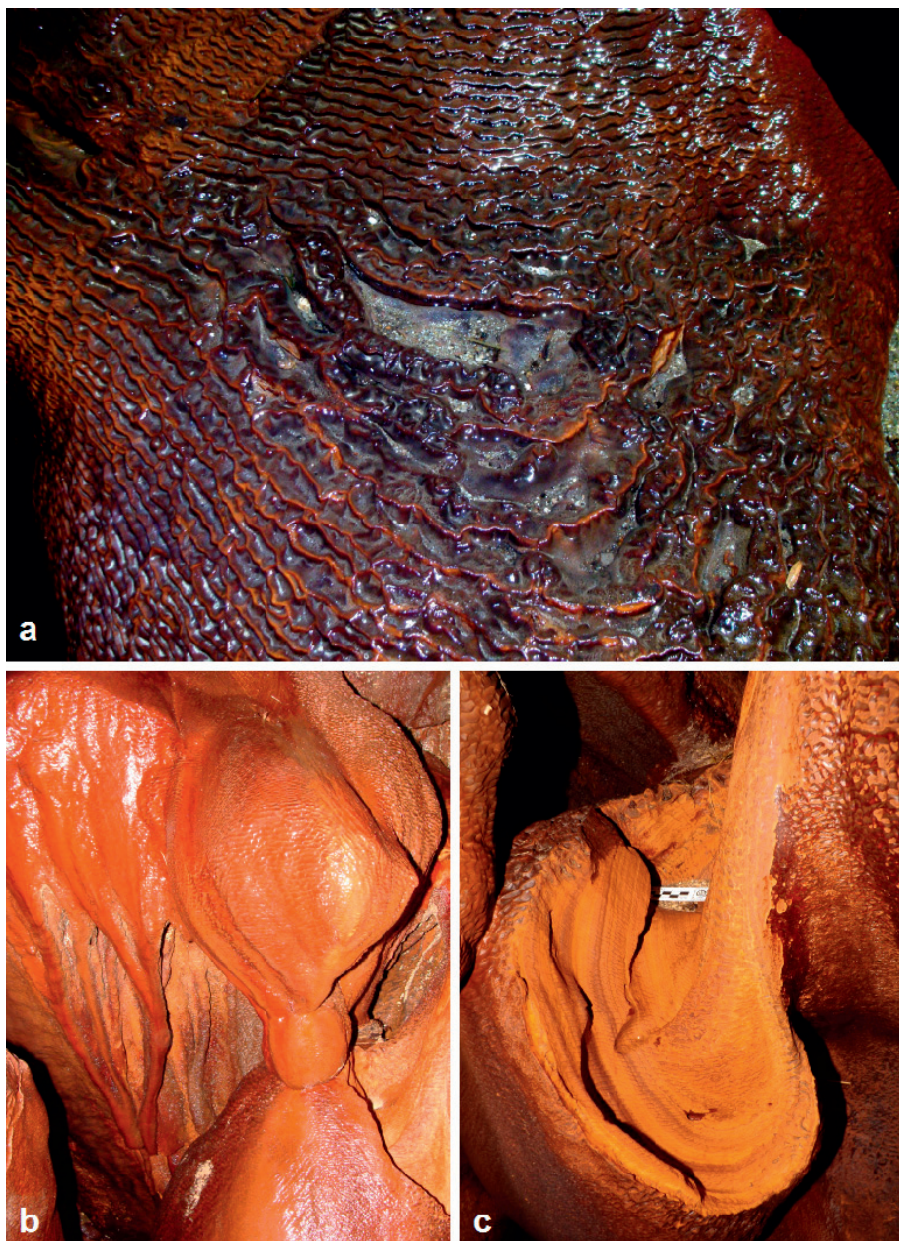


Figura 4.18: Colada de Féveros: Microgours centimétricos desarrollados sobre un bloque con poca pendiente en el *Paleonivel Medio*, en cota aproximada -38 m; (b) columna estalagmítica en el *Paleonivel Inferior*, en cota aproximada -40,5 m: La superficie no erosionada está forrada de pequeños microgours; (c) acanaladura de erosión que permite observar la estructura interior de acreción por capas. Los actuales procesos erosivos son indicativos de una reactivación parcial de algunos paeloniveles con excavación-erosión de los depósitos presentes en las proximidades del canal.

La pigotita recubre la superficie de todos los bloques, inclusive las caras extraplomadas. Las superficies concrecionadas están cubiertos por pequeños microgours en toda su extensión (ver figura 4.18). Existen conjuntos de formas bien desarrolladas entre las cotas -36 y -41 m, incluyendo formas abanderadas (*draperies – composite flowstone/dripstone*) (ver figuras 5.9.d y 5.9.f), *shelfstone* o crecimiento perimetrales en pequeños estanque (figura 5.10.e), y otras formas compuestas. El espesor de la colada supera los 150 mm (ver figura 5.11.a) y alcanza incluso los 250 mm en algunos puntos.

Como formas secundarias, y producidas por la erosión de los espeleotemas, aparecen marmitas (ver figura 5.11.c) y acanaladuras en pigotita.

La pigotita también fosilizó depósitos situados en el canal activo (ver figura 4.19). Actualmente están siendo exhumados permitiendo observar la estructura de un conglomerado formado por cantos redondeados de pequeño tamaño con matriz de pigotita.



Figura 4.19: Depósito de cantos redondeados situados en el lateral del canal de salida de *Féveros*, fosilizados por pigotita. Puede apreciarse como los cantos están en proceso de exhumación al estarse iniciando una nueva etapa erosivo.

Por encima de la cota -33 m, y hasta alcanzar la superficie en la cota -26 m, los espacios están colmatados por bloques angulosos. Los pasajes trazan las disyunciones y separaciones de los bloques. La ausencia de manantiales hace que sean zonas relativamente secas.

En el *Paleonivel Superior* se han localizado materiales arqueológicos. Por un lado una vasija casi completa (ver figura 5.22.a) de edad TL 7,05 +/-0,86 kyr BP (SANJURJO-SÁNCHEZ et al., 2013), en una sala parcialmente colapsada (los bloques han caído hacia el

centro del canal y uno de ellos de grandes dimensiones rompió y conservó la pieza en el lateral del abrigo) y situada en la cota -35 m con respecto al sumidero. Por otro lado fragmentos cerámicos de edad indeterminada y localizados en varios abrigos con salida al N y situados entre la cota -33 y -31 m (no se incluyen en la sección topográfica). Y también en los neoniveles situados por encima de la cota -30 m. Algunos de estos materiales son grandes fragmentos situados dentro de las galerías. Otros son fragmentos caídos por grietas hasta un nivel inferior. Uno de estos fragmentos caídos con otros materiales por una fisura, y asociado a una zona de deslizamiento de frente N135°E, se ha localizado en cota -34 m y presentaba una edad TL 2,7 +/-0,60 kyr BP (ib.). Estos materiales y sus dataciones permiten acotar eventos estructurales (deslizamientos, colapsos parciales) que han afectado a este sector.

Las superficies son rugosas, no presentan trazas de erosión. En muchos cantos y juntas abundan los depósitos de ópalo-A, que forman conjuntos de espeleotemas cilíndricos y mantos (*grass-shaped*) de diversa entidad (ver figura 4.20.a). En bloques caídos se desarrollan formas nodulares estromatolíticas (ver figuras 5.16.a-c-d).

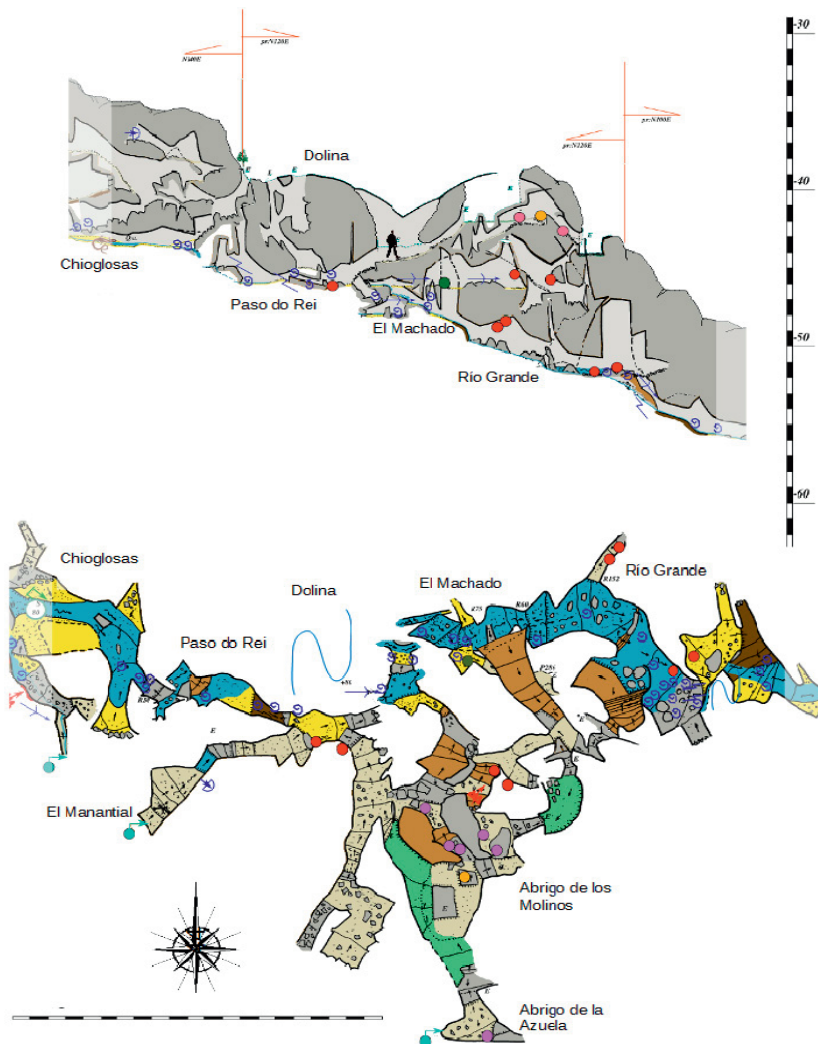
La salida de la *Cascada* da acceso a la *Sala de la Pigotita*, al pié de la *Gran Colada*. En la zona sur de la galería y siguiendo nuevamente un escalón de plano N135°E existe un paleonivel de cota -43 m. Los bloques poliédricos están recubiertos de formas nodulares (4.20.b) de ópalo A mientras que las antiguas superficies pulidas presentan retazos de pigotita. En la intersección de este paleonivel con la *Sala de la Pigotita* se forma un escalonamiento gradado por numerosas marmitas coalescentes y que desciende hasta la sala de las "*Chioglosas (Folladoras)*" y que forma la entrada hacia la *Dolina*. Los niveles superiores tienen una pendiente media de -26°. Algunos de estos pasajes se interrumpen en la *Dolina*, pero su traza estructural tiene continuidad en el curso activo del *Sector Río Grande*, localizado aguas abajo de la *Dolina*. Existe una pequeña sala, en la parte alta de la sala *Los Fumetas*, y que forma parte de uno de estos paleoniveles, dónde se concentran abundantes restos óseos (ver figura 5.20.b). Este tipo de materiales no es habitual en estas cavidades debido al pH ácido de las aguas.



Figura 4.20: Sector *Féveros*: (a) retazo de un depósito tipo manto (*grass-shaped*) de ópalo-A en un nivel próximo al paleonivel superior (b) bloques recubiertos de formas nodulares de ópalo biogénico en el paleonivel de *Féveros* en la cota -43 m. Como referencia de tamaño, en la fotografía aparece en su ubicación el termo registrador PIG (ver capítulo 6). La cabeza del termo registrador tiene 25 mm de diámetro.

En este sector, aproximadamente entre las cotas -18 y -28 m, existen varias diaclasas abiertas de gran potencia, de dirección N55°E o variaciones de esta dirección por rotaciones de la masa de roca progresivamente al E. Estas diaclasas cortan el canal transversalmente y

marcan un desplazamiento de la masa de bloques a favor del canal de *Féveros*. Destaca el pasaje denominado la *Gran Diaclasa* de ancho medio 1 m, dirección N55°E y que localmente desciende 10 m de desnivel vertical. Los labios de la diaclasa se sitúan a cota diferente lo que indica que la apertura supuso un movimiento descendente (hacia la *Dolina*) de la masa rocosa.



IFigura 4.21: Planta y alzado del sector *Dolina* y de *Río Grande*.

Sector *Dolina* (lámina 4.21)

Está formado por un conjunto de cavidades de pequeña entidad que circundan o rodean una zona de colapso que hace no transitable el río subterráneo a su salida de la *Sala de las Chioglosas*. Existen varios pasajes que trazan diaclasas de dirección N45°E, N65°E, N110°E y sus conjugadas. El curso circula difuso entre los bloques, aunque parece existir un canal principal de dirección N65°E.

En los diferentes abrigos y aleros (abrigos formados por el desplazamiento del bloque superior sobre el inferior) que rodean la dolina se han localizado cerámicas (4.22.a) diversos materiales líticos (muelas, azuelas) (4.22.b) incluyendo varios molinos naviculares insculpidos sobre un bloque móvil. Dentro del *Abrigo de la Dolina* hay un petroglifo formado por pequeñas concavidades.

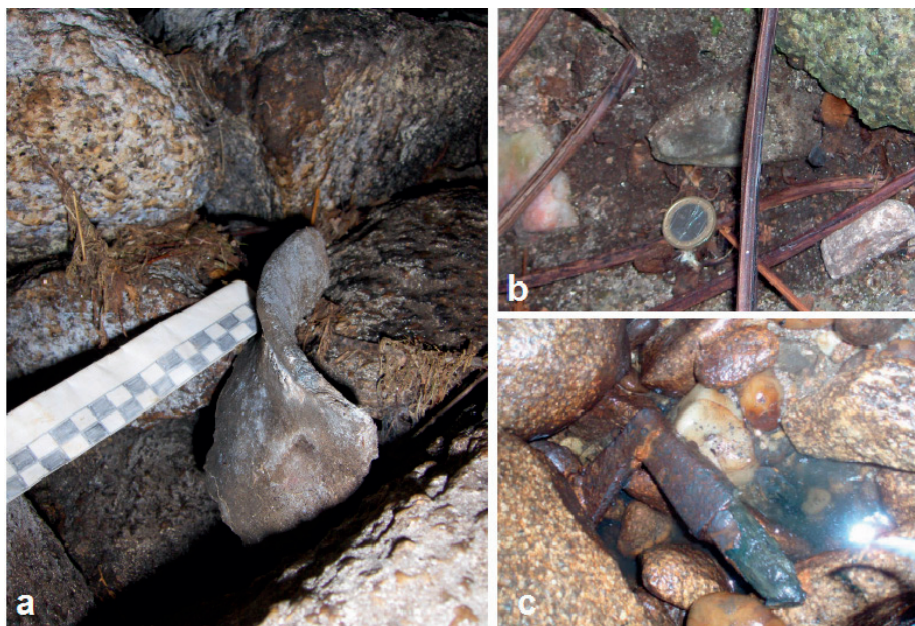


Figura 4.22: Sector *Dolina*: (a) Fragmento de un vaso localizado *in situ* en el interior de uno de los aleros situados en la vertiente S de la dolina. Estos aleros se han formado por un deslizamiento diferencial de las lajas y bloques más superficiales con respecto a los subyacentes.; (b) azuela de anfíbolita pulida (por encima de la moneda colocada como referencia de tamaño) y localizada en el interior de un abrigo formado por varios bloques; (c) hacha de leñador moderna localizada en la base de una fisura vertical paralela al canal de *Río Grande*.

Sector *Río Grande* – *Ara* (lámina 4.21 y 4.23):

Este sector de cueva se ha interpretado como el tramo final del deslizamiento principal que ha formado el sistema de *A Trapa*. El curso principal parece rodear la *Dolina* circulando contra su vertiente N, siguiendo un canal de dirección N65°E, dirección que se ha estimado a partir de varios tramos del canal localizados entre los bloques de la dolina. En *Río Grande*, el curso activo principal evoluciona según N110°E. La primera parte es una galería amplia en la que aparecen bloques sueltos de tamaño métrico con restos de marmitas. La segunda parte (lámina 4.23) es un estrecho canal definido por una rampa rocosa que formaría parte de la vertiente N (aguas arriba todas las rampas se sitúan en la vertiente S del valle). En función del caudal el curso llega a dividirse en dos canales paralelos. El curso principal pasa a ser parcialmente difuso. A lo largo del canal se alternan grandes y amplios volúmenes con pasos de sección reducida dónde se acelera el curso activo. Los depósitos son mayoritariamente cantos rodados de tamaño variable y que se acumulan en las discontinuidades laterales, y en

los cambios bruscos de sección del canal, formando depósitos de pequeñas dimensiones. En remansos aislados y pasajes laterales en diaclasa se producen también acumulaciones de arenas y lodos.

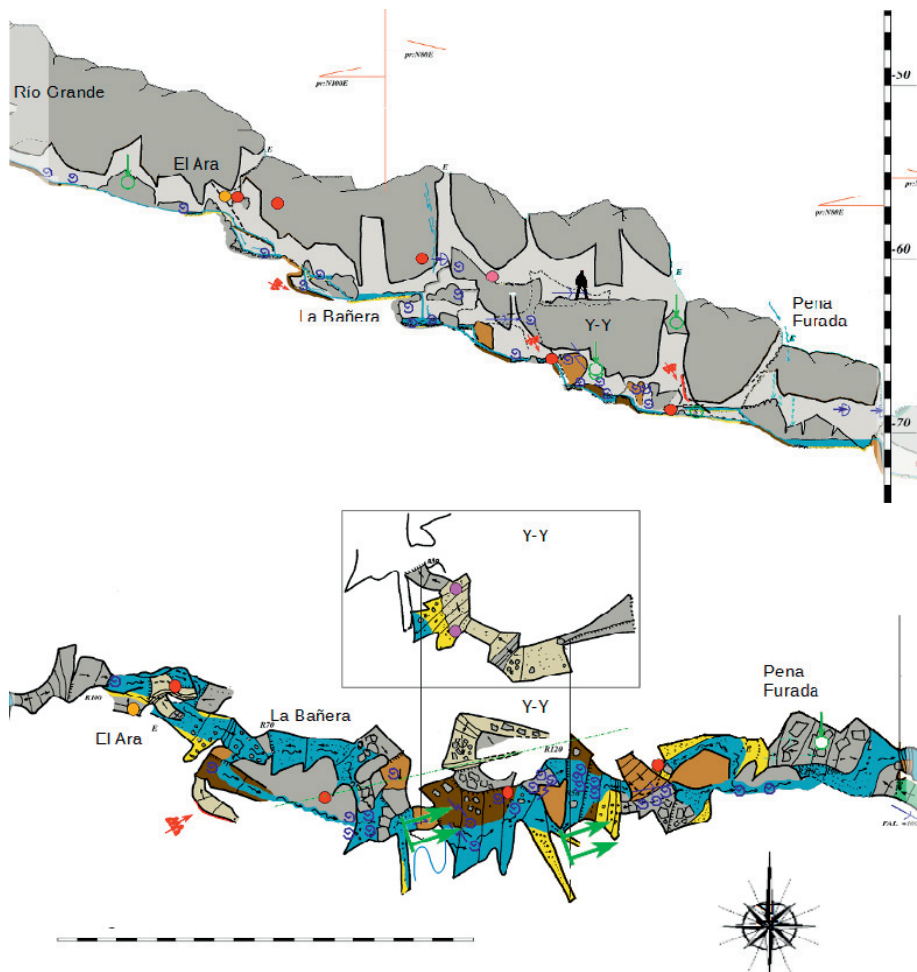


Figura 4.23: Planta y alzado del sector *Río Grande (Ara) – Sector YY*.

Las formas de erosión son fundamentalmente superficies pulidas, acanaladuras y marmitas de pequeño tamaño. El curso tiene una pendiente media de -23° , y su traza parece coincidir con alguno de los paleoniveles del sector *Féveros*. Este sector termina en la *Sala del Ara* en la cota -62 m.

Existe un nivel alto colgado subhorizontal cuya cota coincide con el curso de aguas entre la *Sala de la Pigotita-Chioglosas-Dolina*. En todos los niveles situados por encima del canal activo, e inclusive en el propio canal, se han identificado restos cerámicos de pequeña

entidad, generalmente fragmentos aislados de vasos y teja redonda. Los fragmentos son visibles en la superficie de los depósitos fluviales como en los depósitos heterogéneos. También se ha localizado un hacha de leñador moderna en la base de un pozo formado por una diaclasa vertical (figura 4.22.c).

Sector YY-Pena Furada (figura 4.23)

Este sector es realmente una continuidad del anterior. Su distinción es puramente estructural: La galería YY evoluciona según N75°E y mantiene una pendiente similar al sector previo. Existe un posible paleonivel principal también subhorizontal y que da continuidad en traza a la *Sala del Ara* por encima del curso activo actual

La gran diferencia entre este sector y el anterior la marcan las secciones más reducidas. Morfológicamente siguen repitiéndose la abundancia de formas de erosión de tamaño inferior a metro en diámetro, y la circulación del curso sobre las rampas que definen el sustrato rocoso. Estas rampas no parecen corresponderse con las estructuras de lajas que definen el sector de *Costa das Oias*. También aparecen paredes relativamente continuas, principalmente en el lateral N del canal y pequeños movimientos asociados a deslizamientos provenientes de esa vertiente.

El sector termina en las cuevas de *Pena Furada-Cheirenta*, aproximadamente en la cota -74 m dónde existe una surgencia estacional.



Figura 4.24: Tramo del canal entre *La Bañera* y la entrada al sector YY. Puede verse una rampa de roca sobre la que se han desplazado y deslizado bloques y lajas. Cota aproximada -65 m. El límite marcado por los bloques del lado izquierdo de la fotografía es un frente de deslizamiento de dirección N110°E.

Sector Petro de Cruces (figura 4.25)

A partir de la *Sala de Penafurada* se forma una red poligonal de galerías con varios tramos de circulación difusa, condicionada en parte por la carga del acuífero, y siguiendo direcciones N110°E, N45°E, N80°E. Este sector presenta varios sumideros estacionales. En algunos tramos el curso circula sifonado estacionalmente con cambios de nivel de hasta 95 cm de altura.

La cueva principal de este sector parece definida por una rampa rocosa limitada en su parte alta por un deslizamiento de frente N130°E. El piso de la cavidad está formado por rampas de gran extensión, cortada por sucesivos escalonamientos de plano N130°-135°E.

En estos escalonamientos se aprecian marmitas de tamaño métrico (ver figura 4.26). Alejado del curso activo, y fosilizando los bloques que provienen de la vertiente sur, se ha desarrollado una interesante colada de pigotita.

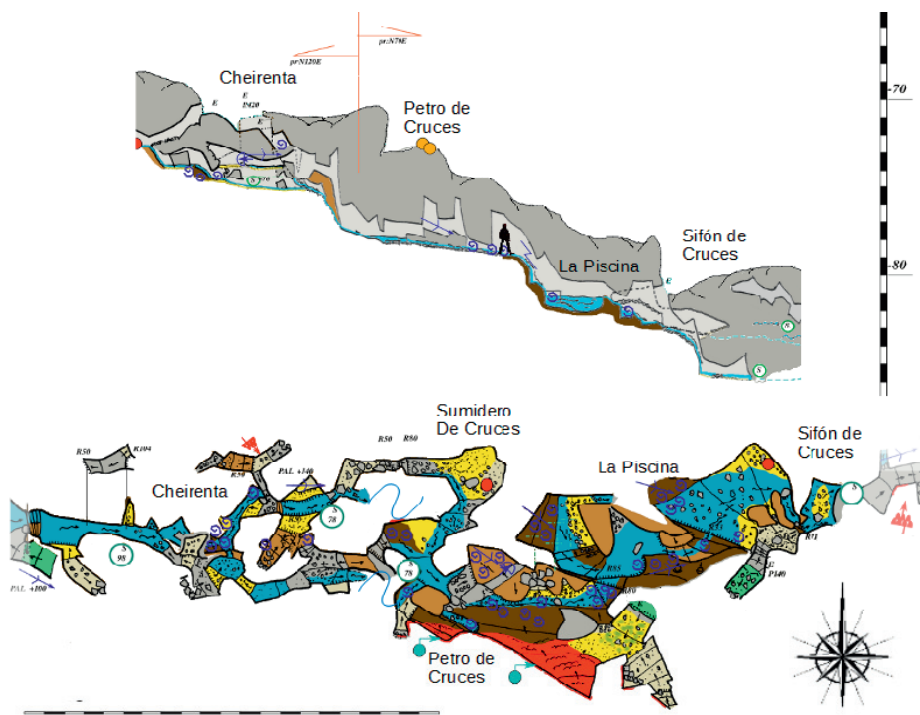


Figura 4.25: Planta y alzado del sector Petro de Cruces.

Parecen existir dos direcciones principales de movimiento de bloques, una proveniente de cada vertiente.

El canal progresa según N65°E a una profundidad de 4-5 m por debajo de la superficie. En la cota -86 m el curso transitable se ve obstruido por un bloque de grandes dimensiones que provoca el sifonamiento de la zona, e impide el avance hacia la surgencia.

El sector debe su nombre a un petroglifo de cruciformes, posiblemente petroglifo de término, situado en superficie en un bloque que forma parte del techo de la sala principal.

Además el petroglifo marca el bloque que limita el sumidero dónde el curso superficial es drenado bajo tierra.

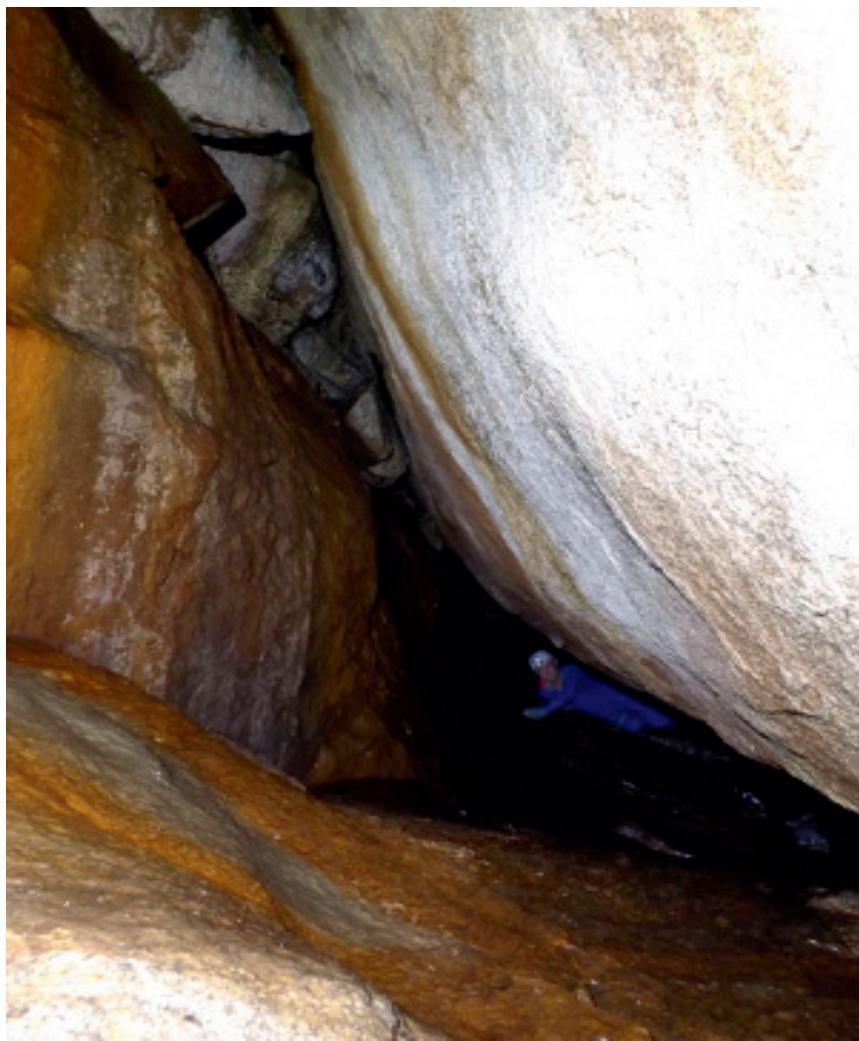


Figura 4.26: Sala principal de *Petro de Cruces*. La pared está cubierta de depósitos de pigotita, algunos individualizados, formando una colada discontinua. El agua que mana en esta pared circula por planos de la estructura de las. Los manantiales son visibles en la vertiente, en el exterior de la cueva.

Sector Surgencia (lámina 4.28)

Está formado por dos cuevas conectadas entre si, llamadas la *Surgencia Alta* y *Surgencia Baja*, pero aisladas del resto del sistema. Ambas cuevas funcionan como surgencias estacionales dependiendo del nivel de carga del río.



Figura 4.27: Sifón estacional de salida de la Sala de *Petro de Cruces*: (a) Vista de uno de los saltos del curso en su avance hacia el sifón final. Cota aproximada -82 m.. Se pueden apreciar las diferencias de textura y coloración entre los bloques del techo que quedan sumergidos durante el invierno frente a los bloques que normalmente están al aire; (b) marmita de entrada a *La Piscina*. Parte de las costras en los bloques son restos de una colada de pigotita erosionada y que previamente fosilizó esta parte del canal.

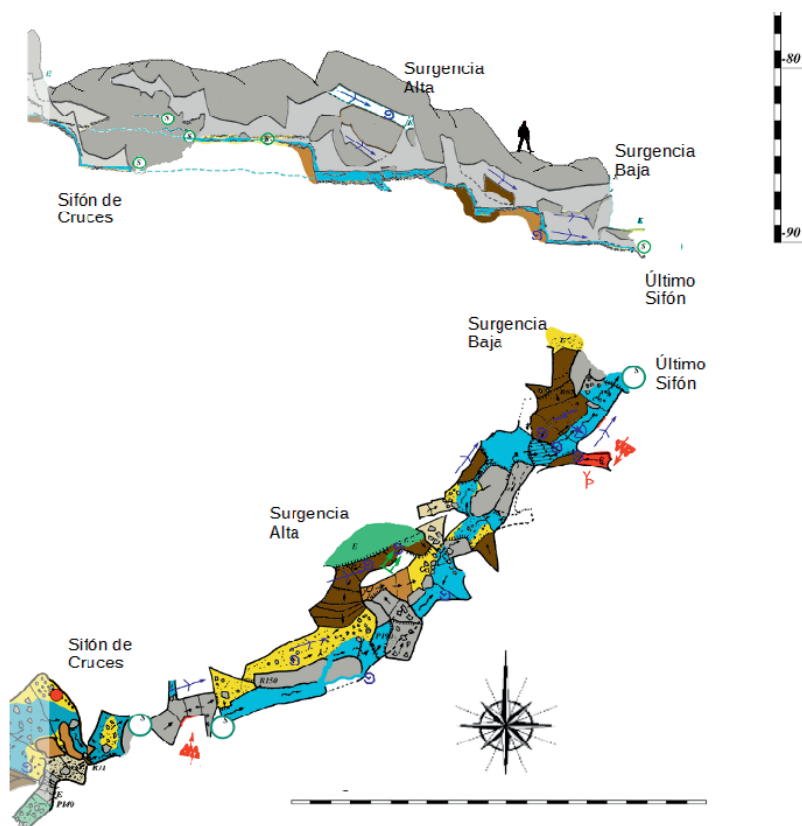


Figura 4.28: Planta y alzado del sector *Surgencia*.



Figura 4.29: Vista general de la surgencia.

El sector progresa según N40°E hasta alcanzar la cota -91 m dónde se produce un nuevo sifonamiento permanente en la cota -98 m (ver figura 4.29), impidiendo el tránsito hacia la surgencia del *San Simón*. El curso es escalonado (algún escalón asociado a N135°E). Se evidencian trazas de un paleonivel de pendiente -21°, y tramos con perfil inciso tipo *key-hole*. Abundan las formas de erosión aunque las más desarrolladas están rotas y presentan desplazamiento. El curso circula mayoritariamente sobre sustrato rocoso.

4.1.5. Esquema estructural

La figura 4.31 muestra el esquema (no exhaustivo) con las principales familias de diaclasas que definen el sistema. En la figura se incluye la roseta con distribución de direcciones de pasajes agrupados en intervalos de 10°. La roseta se construye para 180° como suma de la longitud topografiada según esa dirección.

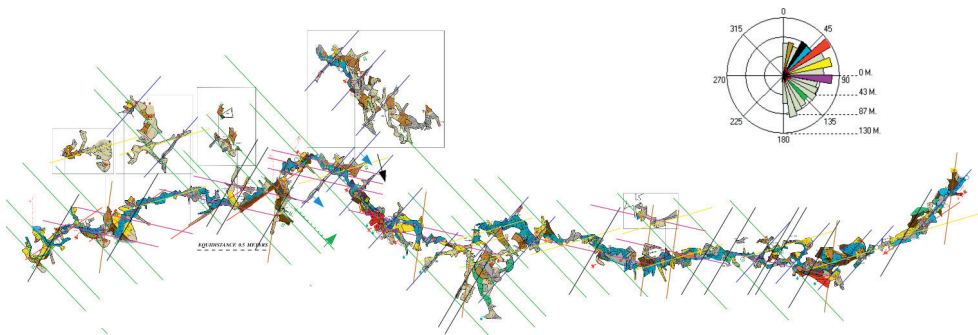


Figura 4.30: Distribución de las principales familias de discontinuidades.

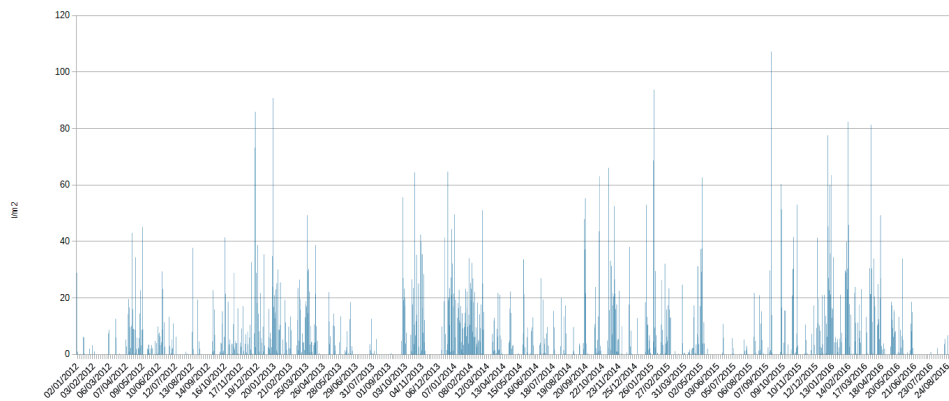


Figura 4.31: Registro de lluvia de la estación meteorológica de Monte Aloia para el período 2012-2016.

4.1.6. Aguas subterráneas y red de drenaje

El sistema de *A Trapa* se localiza en el curso del río *San Simón*. Este río nace unos 2 km aguas arriba del sistema, en el Monte Aloia. No disponemos de registros sobre su caudal.

En esta estribación, a 484 m de altura sobre el nivel del mar, existe una estación meteorológica de la red de METEOGALICIA desde el año 2.000. La figura 4.31 muestra la curva de intensidad pluviométrica diaria (l/m^2) para esta estación en el periodo 2.012-2.016. La estación ha registrado un acumulado anual de hasta 2.418 l/m^2 .

El curso del *San Simón* tiene un caudal muy variable, y con un marcado carácter torrencial. Las puntas de lluvia ocasionalmente llegan a provocar avenidas intensas que sumergen incluso las grandes salas del canal subterráneo, sobre todo las situadas aguas arriba de la *Cascada de Féveros*. Esta dinámica puede deberse a las estrangulaciones del canal que provocan los distintos colapsos en el tramo *Costa das Oias-Féveros*.

En años secos, en el período estival el curso subterráneo llega prácticamente a secarse preservándose solamente algunos charcos y pozas aisladas a lo largo del sistema.

Principalmente en los sectores *Oias* y *Féveros*, parece existir un curso abandonado y elevado con respecto al canal actual. Estos cursos abandonados, caracterizados por sus superficies pulidas, y por la presencia de conjuntos importantes de formas de erosión, han sido interpretadas como paleoniveles, algunos de los cuales sufren episodios ocasionales de reactivación, principalmente en puntos de cueva en los que el canal principal está estrangulado.

Los aportes que provienen de la vertiente N proceden de sumideros estacionales o permanentes que drenan el curso superficial que circula rodeando el frente del deslizamiento.

En la vertiente S, principalmente entre *Féveros* y la *Surgencia*, existen varios manantiales que parecen circular asociados a los planos de exfoliación de la estructura de lajas. Muchos de estos manantiales presentan coladas de pigotita asociadas a su surgencia subterránea. La mayoría de estos manantiales son permanentes.

4.1.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones

Se han observado cinco tipos principales de depósitos (ver capítulo 5.2 sobre la caracterización de depósitos): Depósitos heterogéneos formados por lodos húmicos y restos orgánicos, depósitos clásticos de carácter brechiforme, depósitos fluviales entre los que se incluyen banales de gravas-arenas y acumulaciones de cantos rodados; neomineralizaciones y biomineralizaciones de ópalo; y espeleotemas de pigotita relacionados principalmente con los aportes secundarios y manantiales provenientes de la vertiente S.

Los procesos de acreción que dan lugar al desarrollo de los distintos espeleotemas requieren circulación de agua lenta o muy lenta; la formación de microgours en superficies extraplomadas o de pendiente negativa requieren flujos de muy baja velocidad. Mientras que los depósitos fluviales provienen del transporte realizado por cursos de energía de moderada a alta el desarrollo de formas de erosión (acanaladuras, marmitas) requiere también una circulación turbulenta y enérgica. El desarrollo de unas y otras formas simultáneamente no es posible puesto que sus procesos son físicamente incompatibles. La existencia de formas de erosión fosilizadas por pigotita (*Féveros*, *Petro de Cruces*), la formación de conglomerados con matriz de pigotita a partir de depósitos fluviales preexistentes (*Féveros*), implica necesariamente que han existido diferentes etapas con diferentes regímenes hídricos a lo largo de la evolución del curso de régimen torrencial. Así VAQUEIRO et al. (2014) señalan que: “All this indicates that the conditions of the watercourse along the time went from erosive (development of pothole) to underwater accumulative (deposits of gravels) to subaerial accumulative (pigotite speleothems)”.

Así, por ejemplo, los conglomerados formados por cantos rodados con matriz de pigotita (ver figura 4.19) son depósitos que registran cuando menos tres fases de circulación

diferentes: un transporte de energía moderada que da lugar a la formación de la terracita; un cese total o parcial en la circulación subterránea del *San Simón* (aunque sea a nivel local), con una etapa más o menos prolongada dónde se fosiliza la terracita desarrollándose un recubrimiento de pigotita entre los cantos rodados; y finalmente de una etapa de reactivación del canal que implica la erosión de la pigotita y la exhumación de los cantos.

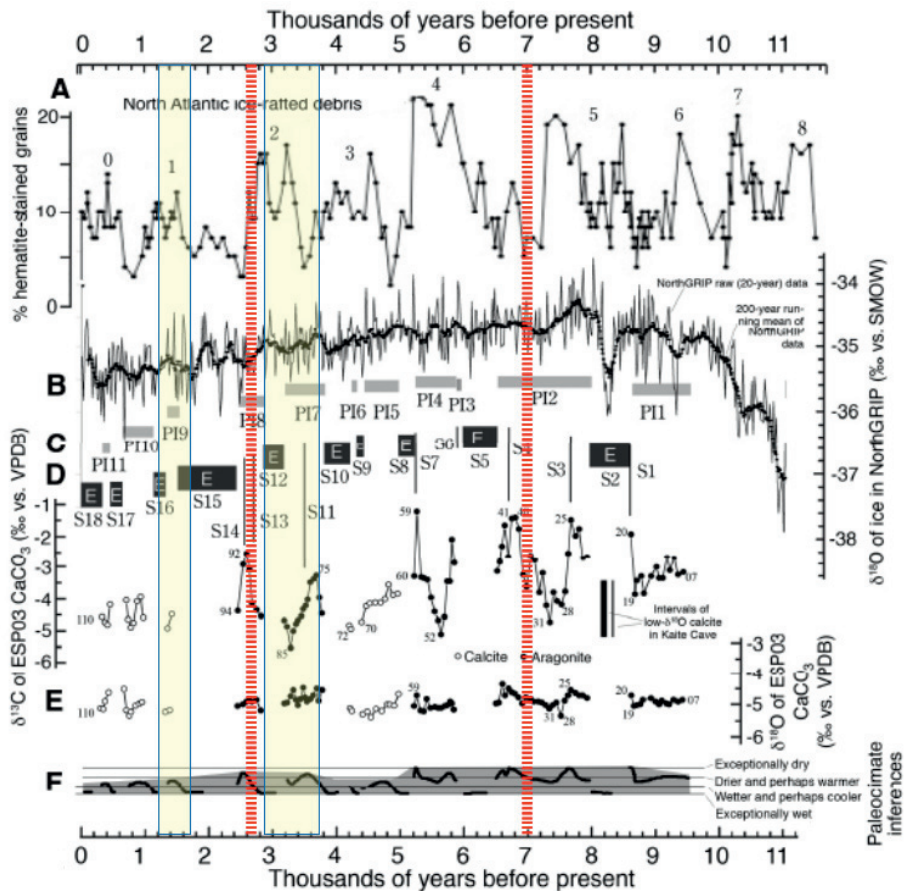


Figura 4.32: Sobre la reconstrucción de RAILSBACK et al. (2011) se han señalado las dataciones obtenidas por SANJURJO et al. (2013; 2014; 2016) y VIDAL-ROMANI et al. (2014) para los depósitos de *A Trapa*. Las bandas color crema se corresponden a la banda cubierta por las dataciones de techo y muro en los distintos depósitos de pigotita. Las bandas alternas rojas señalan edades TL de depósitos arqueológicos. Los horizontes de ocupación podrían corresponderse con una fase climática seca y quizás cálida, mientras que las etapas de crecimiento de las coladas podrían relacionarse con una fase climática húmeda.

Este misma secuencia de cese-acreción-reactivación parece haber afectado a muchas partes de la cueva, bien en un mismo momento, bien en momentos diferentes. Las dataciones disponibles (ver figura 4.32) solamente nos aportan las edades de techo y muro, y la duración local del proceso de crecimiento, tanto de la columna estalagmítica de *Féveros*, como de la

base de colada en la *Sala de las Chioglosas*. Por comparación de las bandas con la reconstrucción paleoclimática propuesta por RAILSBACK et al. (2011), el desarrollo de estas formas podría estar relacionado con una fase climática húmeda. En base a las dataciones SANJURJO et al. (2016) establece una tasa de crecimiento de la base de la colada de la *Sala de las Chigolosas* de $41,5\mu\text{m/yr}$.

Asumiendo esta tasa para la totalidad de la colada, y suponiendoun proceso de crecimiento continuo, los depósitos y formas fosilizadas, implicarian etapas de erosión-acumulación, durante al menos 240-250 años.

4.1.8. Génesis y evolución de la cueva

A Trapa es un río de bloques formado por un gran deslizamiento de rocas favorable un plano inclinado, o tal vez escalonado, conforme a la estructura de las que define la vertiente S de la vaguada del *San Simón*.

Tomando como referencias la ortoimagen de la figura 4.1, la estructura visible en el flanco oeste del deslizamiento (figura 4.33.a), y estudiando la morfología de la vaguada justo aguas arriba del sumidero de *A Trapa*, podemos estimar las dimensiones y volumen de la masa puesta en movimiento: La separación entre los flancos principales, que sería el ancho del talud original, es aproximadamente de 86,3 m. La distancia total entre la coronación o cabecera (escarpe principal) y el extremo inferior del talud escalonado (situado en el flanco Oeste), y que se correspondería con el límite superior de la vertiente original, es de 138,4 m. La altura del escarpe que conforma los flancos es variable, pero si tomamos como media los 10 m de altura, la masa de roca desplazada sobre el antiguo curso *San Simón* sería de unos 119.453 m^3 de roca.

Ya se ha indicado en anteriormente que el tramo del curso superficial rodea el frente del deslizamiento. La distancia entre el escarpe principal y el curso superficial del *San Simón*, es aproximadamente de 220 m, por lo que el antiguo canal del río, se habría desplazado vertiente abajo una distancia aproximada de 80 m hasta intersectar con la vertiente opuesta y verse canalizada en la vaguada previa.

La formación de esta cueva está relacionada directamente con las causas que provocaron el movimiento en masa de la vertiente.

Son pocos los trabajos publicados sobre este tipo de cavidades, y menos los que hacen referencia explícita a su génesis y evolución. En relación con *A Trapa*, MÉNDEZ-QUINTAS et al. (2013) parecen relacionar la formación de la cueva con la circulación del río *San Simón* asumiendo la existencia de un sistema estructural.

Por otro lado VAQUEIRO-RODRIGUEZ et al. (2014) clasifican el sistema como un río de bloques de origen "sismotectónico" debido fundamentalmente al gran volumen de roca desplazado y a que el sistema se localiza en una zona en la que se han registrado eventos sísmicos históricos de intensidad MSK V y VI (LOPEZ FERNANDEZ, 2008). Además se apunta a la existencia de una falla de dirección N135°E (N315°E), que define todos los escalonamientos del curso subterráneo, escalonamientos de bloques y basculamientos de la masa rocosa en los sectores altos de la cueva, y define también la verticalidad del sector *Féveros*. En VIDAL-ROMANI et al. (2014) se describe sintéticamente la evolución y el levantamiento de la zona durante el Terciario inferior, y se presenta el sistema de *A Trapa* como una forma consecuente, asociada a las últimas etapas de esa dinámica. Explícitamente se establece una relación entre las cuevas formadas por caídas de rocas y sus espeleotemas en base al cambio del régimen hídrico a través del sistema.

Sobre la espeleogénesis y evolución de *A Trapa* se destacan tres aspectos relevantes: Existencia de áreas de intensa fracturación; inestabilidad de pendientes; y circulación de agua subterránea en discontinuidades con elevado gradiente (y que remodelarían el sistema una vez formado).

4.1.8.1. Intensa fracturación

Las roturas están condicionadas por el grado de fracturación del macizo rocoso y por la orientación y distribución de las discontinuidades con respecto al talud, quedando la estabilidad condicionada por los parámetros resistentes de las discontinuidades y de la matriz rocosa. En los macizos rocosos resistentes las discontinuidades determinan la situación de los planos de rotura (GONZÁLEZ de VALLEJO et al., 2002).

En el caso de *A Trapa* la superficie de rotura parece corresponderse con los planos de laminamiento o exfoliación de la estructura de lasjas que afecta al macizo. Los datos topográficos de las galerías que tienen rampas rocosas en los distintos sectores muestran pendientes que varían entre los 26°-36°-38°. En el escarpe del flanco oeste se puede apreciar en corte la estructura de lasjas. Se han medido ángulos entre 32° y 35°.

Destacar también que estas superficies de exfoliación están cortadas transversalmente por fracturas de dirección N135°E, y que como se ha señalado define numerosos escalones verticales a lo largo del sistema y del curso subterráneo. En el curso alto las rampas cortadas por estas fracturas presentan un rejuego vertical de unos 12 cm, sin apertura de junta, pero con cabalgamiento de los bloques más altos sobre los más bajos. El máximo avance del frente de deslizamiento se produce además en una dirección normal a este plano, aproximadamente en N45°E.

El espaciamiento entre fracturas es de orden métrico y superior, dando lugar a bloques y lasjas de gran tamaño.

4.1.8.2. Inestabilidad de pendientes: Análisis de equilibrio límite

El criterio de estabilidad de una masa de roca apoyada sobre un plano de discontinuidad preexistente buzando a favor de la vertiente y del talud, está determinado fundamentalmente por el ángulo de rozamiento interno: La estabilidad se produce si el ángulo de fricción interno es mayor que el ángulo de buzamiento del plano de rotura.

El equilibrio de una masa potencialmente inestable puede determinarse por comparación de las fuerzas tendentes a iniciar el movimiento con las fuerzas resistentes y que se oponen al movimiento a lo largo de una determinada superficie de rotura.

Sea una masa M sin cohesión en el plano de deslizamiento, situada sobre un plano de rotura potencial de pendiente α . En ausencia de otras fuerzas externas, y si no se ha iniciado el movimiento, la condición de equilibrio de la masa viene dada por la ecuación 4.1:

$$-\mu_{estático} \cdot N + P^T = 0 \quad (4.1)$$

dónde

- $\mu_{estático}$ es el coeficiente de rozamiento estático, definido como la tangente del ángulo de fricción o rozamiento interno φ
- N es la fuerza normal y que se corresponde con $-M \cdot g \cdot \cos(\alpha)$, y
- P^T es la componente tangencial del peso, $M \cdot g \cdot \sin(\alpha)$.

Simplificando 4.1, la condición de equilibrio viene dada por:

$$\tan \varphi \geq \tan \alpha \quad (4.2)$$

En la bibliografía consultada, aparecen diferentes valores para este coeficiente de rozamiento: CREIXELL (1992:191) a efectos de estabilidad de cimentaciones asume coeficientes de rozamiento estático para el granito de 0.70, que se corresponde con un ángulo de fricción interno de 35°; BARTON & CHOUBEY (1977) señalan como ángulo de fricción interno básico para el granito 31-35°; GONZALEZ DE VALLEJO et al. (2002: 159) señala ángulos de fricción para granito intacto de 45-58°.

Partiendo de las medidas topográficas realizadas en cueva y en el flanco oeste del deslizamiento, podemos asumir que el plano de exfoliación presentaba una pendiente media de unos 32° y que se iba verticalizando al avanzar hacia *Féveros*. Con estos datos, la ecuación 4.2 nos indica que la masa se encontraba próxima a su límite de estabilidad.

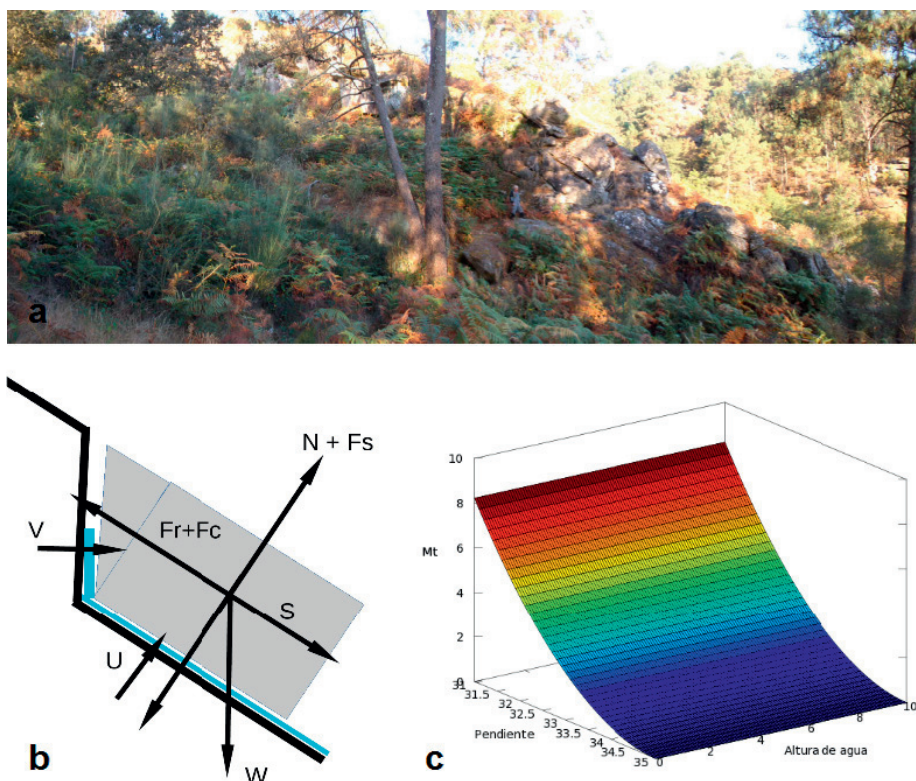


Figura 4.33: Análisis de equilibrio límite: (a) Panorámica del flanco oeste. Los planos de exfoliación de la estructura de laja presentan ángulos entre 32 y 36°, aumentando su pendiente hacia la vaguada; (b) modelo geométrico: F_c , fuerza de cohesión; F_r , fuerza de rozamiento, S , fuerza de deslizamiento; N , componente normal del peso; W , peso de la masa rocosa; U y V fuerzas ejercidas por el agua en el plano de rotura y grieta de tracción; (c) "energía de activación" obtenida por la ecuación 4.9 para el deslizamiento de *A Trapa*, asumiendo un peso específico de 2.600 kg/m³, altura de agua en la grieta de tracción de 0 a 10 m, buzamiento del plano de rotura de 31 a 35°, cohesión 250 kg/m², ángulo de rozamiento interno 35°. Energía en megatones ($Mt = 4,148 \text{ E15 J}$).

Analizar las causas que fuerzan que se supere el límite de estabilidad conlleva considerar otras fuerzas actuantes en el plano de rotura potencial, tales como la existencia de cohesión en el plano de deslizamiento, o las fuerzas debidas a la presión de agua sobre la superficie de rotura, bien actuando sobre una parte o sobre la totalidad de la masa rocosa. La inclusión del agua en la ecuación es importante por cuanto se ha evidenciado circulación de agua en esa discontinuidad, tanto en cueva (manantiales subterráneos) como en superficie (torrente paralelo al flanco oeste):

$$c \cdot A + (M \cdot g \cdot \cos(\alpha) - U) \cdot \tan \varphi - M \cdot g \cdot \sin(\alpha) = 0 \quad (4.3)$$

dónde c es el coeficiente de cohesión, A es el área del plano de rotura (por tanto $c \cdot A$ es la fuerza debida a la cohesión en el plano de deslizamiento), y U es la fuerza total debida a la presión de agua sobre la superficie de deslizamiento.

Si además consideramos la existencia de una grieta de tracción en la cabecera del deslizamiento, en la que existe un nivel de agua z con respecto al plano de rotura (GONZALEZ DE VALLEJO et al. 2002:436), existirán entonces dos fuerzas U y V debidas al agua sobre el plano de deslizamiento y sobre la grieta de tracción respectivamente (ver figura 4.33.b), la ecuación 4.3 se transforma en:

$$c \cdot A + (M \cdot g \cdot \cos(\alpha) - U - V \cdot \sin(\alpha)) \cdot \tan \varphi - M \cdot g \cdot \sin(\alpha) - V \cdot \cos(\alpha) = 0 \quad (4.4)$$

dónde

- $U = z \cdot A \cdot g \cdot \gamma_w$, dónde z es la altura de agua, A el área del plano de rotura y γ_w el peso específico del agua.
- $V = L \cdot g \cdot z^2 \cdot \gamma_w / 2$, dónde z es la altura de agua en la grieta de tracción, L la longitud de desarrollo de la grieta de tracción y γ_w el peso específico del agua.

4.1.8.3. Energía de activación

El movimiento puede iniciarse por cualquier condición o conjuntos de condiciones que modifiquen el balance de la ecuación de estabilidad límite (4.4): Esta pérdida de estabilidad podría deberse a un nivel adecuado de agua en el plano de rotura y/o en la grieta de tracción de cabecera, afectando a toda la superficie de rotura o solamente a una parte; pero también podría deberse a eventos que produzcan un cambio potencial en el buzamiento o en el coeficiente de fricción o cohesión en el plano de rotura. Esto sería posible de ocurrir un evento sísmico, tectónico o sismotectónico que afecte y desestabilice total o parcialmente la masa de roca.

Una forma de evaluar los posibles escenarios es tratar de determinar la energía necesaria que habría que suministrar al modelo geométrico (fig 4.33.b) para que la masa M de peso W se ponga en movimiento. Recordemos que la energía es la capacidad para realizar un trabajo.

Asumimos que la masa de nuestro modelo geométrico se encontraba próximo al límite de estabilidad pero en reposo. Supongamos que nuestra masa M tiene sujeto un muelle de longitud d y constante $K=I$. En un instante determinado se inicia el estiramiento del muelle, paralelo al plano de rotura y a una velocidad constante v_o .

Mientras no exista movimiento de la masa, ha de cumplirse la ecuación de equilibrio (4.4) a la que añadimos la fuerza ejercida por el muelle virtual:

$$c \cdot A + (M \cdot g \cdot \cos(\alpha) - U - V \cdot \sin(\alpha)) \cdot \tan \varphi - M \cdot g \cdot \sin(\alpha) - V \cdot \cos(\alpha) - K \cdot (y \cdot d) = 0 \quad (4.5)$$

En estas condiciones el muelle se va estirando hasta un instante de tiempo t_o a partir del que la masa se pondrá en movimiento. En ese momento el extremo del muelle distará de M una distancia $y_o = v_o \cdot t_o + d$, luego (4.5) se transforma en:

$$c \cdot A + (M \cdot g \cdot \cos(\alpha) - U - V \cdot \sin(\alpha)) \cdot \tan \varphi - M \cdot g \cdot \sin(\alpha) - V \cdot \cos(\alpha) - K \cdot (v_o \cdot t_o) = 0 \quad (4.6)$$

La potencia necesaria para estirar el muelle será:

$$P(t) = K \cdot (v \cdot d) \cdot v_o = K \cdot v_o^2 \cdot t \quad (4.7)$$

Y la energía acumulada en el muelle hasta que se inicia el movimiento:

$$E(t_o) = \int P(t) = K \cdot v_o^2 \cdot t_o^2 \quad (4.8)$$

De 4.6 y 4.8, resulta la energía que se aplicaría para llevar el sistema masa-muelle al punto de inestabilidad:

$$E(t_o) = K^{-1} \cdot (c \cdot A + (M \cdot g \cdot \cos(\alpha) - U - V \cdot \sin(\alpha)) \cdot \tan \varphi - M \cdot g \cdot \sin(\alpha) - V \cdot \cos(\alpha))^2 \quad (4.9)$$

La figura 4.33.c muestra la superficie $E(\alpha, z)(t_o)$ obtenida a partir de la ecuación (4.9) para distintas alturas de agua (z) y para distintos ángulos de buzamiento (α) próximos al ángulo interno (φ). Se han asumido como constantes el peso específico del granito y la cohesión. En estas condiciones la simulación muestra que $dE/dz < 1E-5$, lo que nos indica que las fuerzas U y V ejercidas por el agua no son significativas en relación al resto de las componentes de la ecuación.

El resultado depende del escenario geométrico elegido (dimensiones de la masa, ángulo de buzamiento), pero la energía de activación obtenida para un buzamiento e 33.5° varía entre los 0,8, hasta los 1,2 megatones lo que implicaría la existencia de un evento sísmico de magnitud de momento superior a 7. Para buzamientos inferiores la energía llega a superar los 3 Mt.

4.1.8.4. Evolución del río de bloques y de la cueva

El estudio de la cavidad y de las direcciones de los pasajes y de su correlación espacial permite establecer una secuencia relativa de acontecimientos, pero no determinar una historia detallada del sistema.

De forma sintética, y en ausencia de dataciones más amplias, consideramos tres fases diferentes: Un primer deslizamiento (ver figura 4.34) que define el río de bloques globalmente; una segunda fase en la que se producen rotaciones en la masa deslizada inclusive cambios en la dirección del movimiento (ver figura 4.35 y 4.10), y que se han interpretado como una caída de la masa deslizada sobre el curso original encañonado de la cascada de *Féveros*; una tercera fase en la que se producen rejuegos, algunos verticales, por colapso de las estructuras antiguas enterradas por los bloques.

Los recintos de color asignados a zonas dónde se concentraron los movimientos asignados a la segunda fase, preservan enterradas acumulaciones de marmitas coalescentes rotas y bloques grandes pulidos y con acanaladuras aparentemente fragmentos de antiguas rampas erosionadas.

Todas estas fases, incluyendo los colapsos y rejuegos han afectando bien a la circulación del *San Simón*, provocando el bloqueo parcial y temporal del curso subterráneo. Dentro del sistema los bloqueos locales generarían represamientos y cambios en el curso, que pasaría a circular entre los huecos disponibles en una cota más elevada. En el caso de afectar al sector del sumidero, podría incluso interrumpirse la circulación subterránea en parte de la cueva, favoreciendo la circulación superficial.

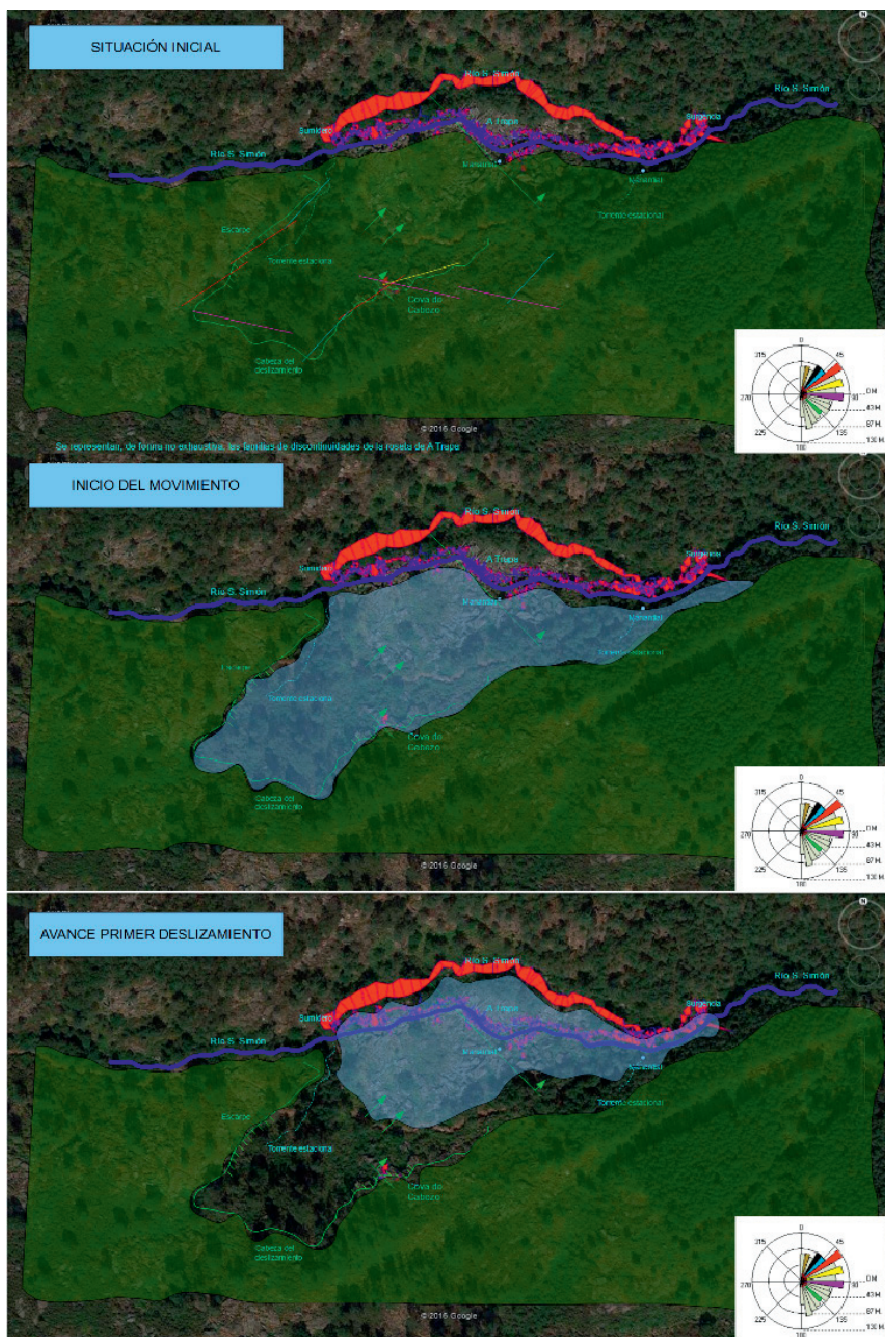


Figura 4.34: Primer deslizamiento: El primer fotograma muestra la situación inicial del sistema, se remarca la disposición de la masa antes de su movimiento y su emplazamiento final. Se han conservado los elementos señalados en la figura 4.1 con el objeto de destacar su relación con el proceso.

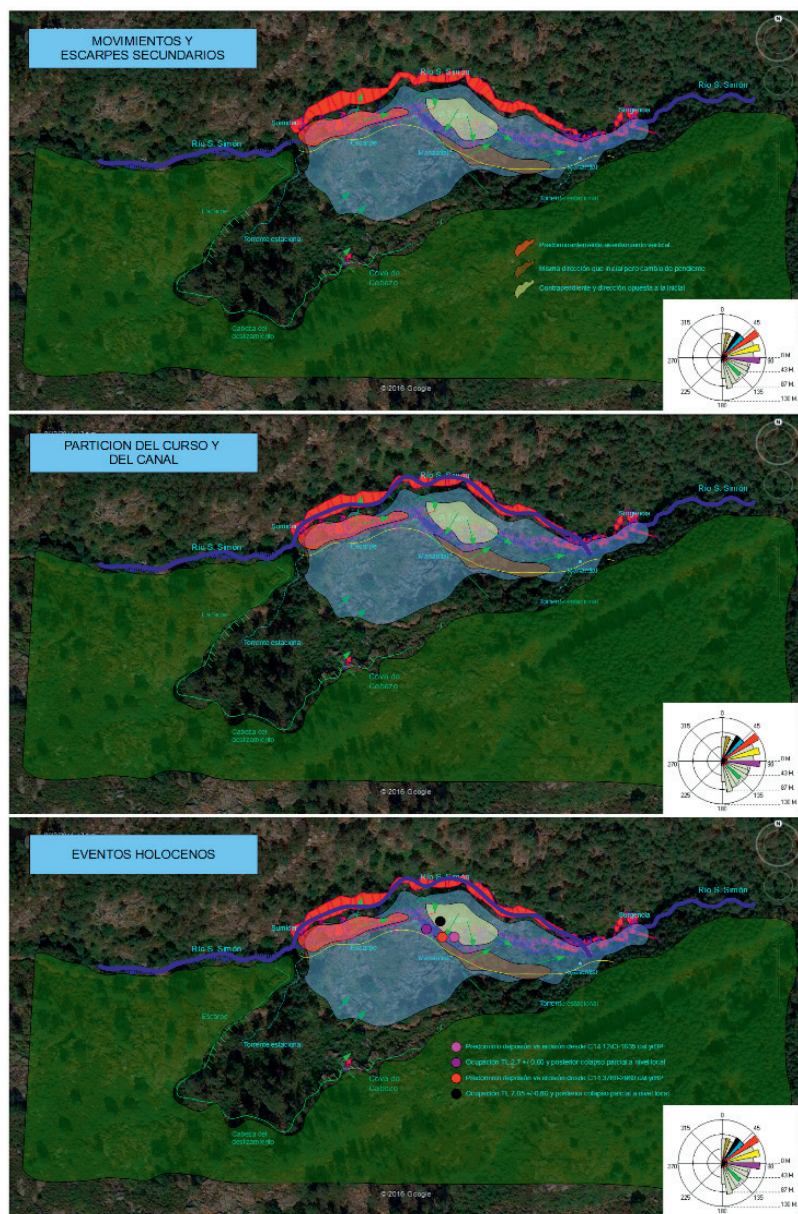


Figura 4.35: Segunda y tercera fase: El primer fotograma muestra las zonas en las que se ha identificado una segunda fase de movimientos (rojizo: predominantemente asentamiento vertical; marrón: misma dirección pero cambio de pendiente; crema: contrapendiente y dirección opuesta a la inicial). El segundo fotograma representa la partición del canal; la primera y segunda fase podrían haberse sucedido rápidamente en la formación de la cueva, razón por la que el desdoble del canal se ha situado entre la segunda y tercera fase; dentro de los eventos correspondientes a la tercera fase destacamos: Rosa: Predominio deposición entre 1.243-1.635 cal yr BP; morado: horizonte de ocupación 2,7 kyrBP y posterior colapso; rojo: predominio deposición entre 3.760-2.960 cal yr BP; negro: horizonte de ocupación 7,05 kyr BP y posterior colapso

Esta posible discontinuidad en la circulación en el sector *Féveros* ha quedado registrada en los distintos depósitos.

Las dataciones disponibles, y la especial ubicación de los elementos datados apuntan a la existencia de eventos holocenos, algunos aparentemente de alcance muy local y asociados a pequeños derrumbes y que podrían ser consecuencia de movimientos e inestabilidades debidos a causas inducidas previamente.

En la figura 4.32 se reflejan dos periodos dónde predominaría el desarrollo de espeleotemas frente a la circulación erosiva. También se señalan dos posibles horizontes de uso-ocupación de la cueva, cuya edad fija el muro de la secuencia de movimientos posteriores que los afectaron: Así, las dataciones TL antiguas se corresponden a un vaso *in situ*, aparentemente depositados en el fondo de una sala al pié de pared. Un deslizamiento y colapso de alguna de las estructuras secundarias de *Féveros*, rompe y aísla el material. Por otro lado las dataciones TL más modernas corresponden a elementos caídos desde pasajes y abrigos situados en niveles más altos. La caída se produce por derrumbes de depósitos a través de diaclasas (transversales al canal). Las dataciones podrían señalar el evento que provoca la apertura de esas discontinuidades.

4.1.8.5. Circulación de agua subterránea en discontinuidades con elevado gradiente

El curso de aguas no ha formado este sistema pero obviamente, y debido a numerosos factores (diferencia de cotas entre el sumidero y la surgencia, escalonamientos del canal, curso de carácter torrencial,...) el paisaje subterráneo se ve remodelado por la circulación de agua principalmente en régimen turbulento. Hay formas heredadas y paleosuperficies que se han interpretado como parte del curso original del *San Simón*. Ya hemos indicado que muchas se encuentran aisladas en bloques rotos, o colgadas debido a la incisión del curso en diaclasas subverticales. Sin embargo existen formas de erosión activas en el canal actual y también, debido a los cambios de regímenes en la circulación, al reducirse la velocidad del agua, o al abandonar el curso un nivel, las aguas lentas entran en juego dando lugar a depósitos de distinta naturaleza.

4.2 Sistemas estructurales no asociados con un curso activo: *A Furna*

El sistema de *A Furna* es un conjunto de cuevas interconectadas y desarrolladas en la intersección de dos grandes fisuras.



Figura 4.36: Castelo da Furna (Boivão – Valença.), inselberg granítico tipo bonhardt dónde se localizan varias cavidades en granitos , entre ellas la Sima de *A Furna* y la cueva de *O Forno*.

4.2.1 Localización

Esta cueva se localiza en *Castelo da Furna* también conocido como *Castelo de Fraiã* o *Monte das Furnas*, en la *freiguesia* de Boivão – Valença. GWS84 UTM 29T 537.286,11 4.649.589,49 532.

4.2.2. Marco geológico

La cartografía geológica (Hojas 1A y 1B; SGP, 1986a; 1986b) señala un afloramiento rocoso de granito porfiroide de grano muy grueso, de tonos rosados, asimilado con granitos de edad Hercínica. Se trata de un granito de textura porfiroide, en la que se destacan grandes cristales de feldespato, formados por microclima, micropertita y plagioclasa sódico-cálcica. La roca contiene además cuarzo, biotita, esfena, circonio, apatito e alanita.

La disyunción es de tipo paralelepipedico, con formación de caos de grandes bloques.

Se han localizado en superficie, tanto en cueva como en el exterior, fragmentos de microtonalita, posiblemente por disgregación de venas asociados al filón microtonalítico de Boivão. Este filón es subvertical y se orienta en la dirección NNE-SSO. Está constituido por una roca mesocrata, de grano fino, que se ha clasificado como una microdiorita cuarcífera o microtonalito. Además de la plagioclasa, cuya composición varía entre la andesita y la oligoclase-andesita, contiene hornblenda verde, biotita y cuarzo. Este filón derivaría de un magma residual que rellenó una fractura del granito porfiroide. También se han localizado fragmentos de cuarzo de gran tamaño, con cierta redondez, así como fragmentos irregulares de diverso tamaño. En general serían materiales relacionados con diques locales.

4.2.3. Topografía morfológica

El proyecto topográfico de este sistema se ha llevado adelante en dos fases, la primera en 2.007 (topografiados 250 m de cueva) centrada en los niveles bajos y medios de la primera diaclasa. La segunda en 2016 completando los niveles altos de la primera diaclasa, exteriores y toda la segunda diaclasa con sus niveles asociados. La cartografía geomorfológica se ha elaborado para esta Tesis en 2016. El modelo digital completo en sus versiones PLT (figura 4.37), KML y VMRL se ha construido en 2016. El programa *Compass Software* aporta la siguiente información estadística para la versión digital del modelo:

- El sistema tiene un desarrollo total de 353,4 metros.
- Se han definido 260 estaciones topográficas en cueva. En total se han medido 353,1 m de galerías y pasajes. Se ha construido una única poligonal cerrada, casando los niveles superiores de las dos diaclasas convergentes.
- La profundidad del sistema, entendido como la diferencia entre la estación topográfica más alta y la más baja, es de -32,3 m.
- Proyectado en superficie, la cavidad topografiada ocupa un área de 35,8 x 38,3 m².
- La cueva topografiada encierra un volumen de 1.470,7 m³.
- El diámetro medio del pasaje es de 2 m, excluidas las diferentes salas.
- La inclinación media de la cueva es de 26,4°.

El modelo 3D se ha dividido en cinco tramos: *Nivel Superior*, *Nivel Medio* (y que incluye los pozos, escalones y niveles intermedios de enlace al *Nivel Inferior*), y un *Nivel*

Inferior dividido en tres zonas, una *Galería Principal* (*Galería Alta y Baja*), *Galería de los Corales* (paralela y subyacente a la *Galería Alta*), y la *Sala dos Morcegos*.

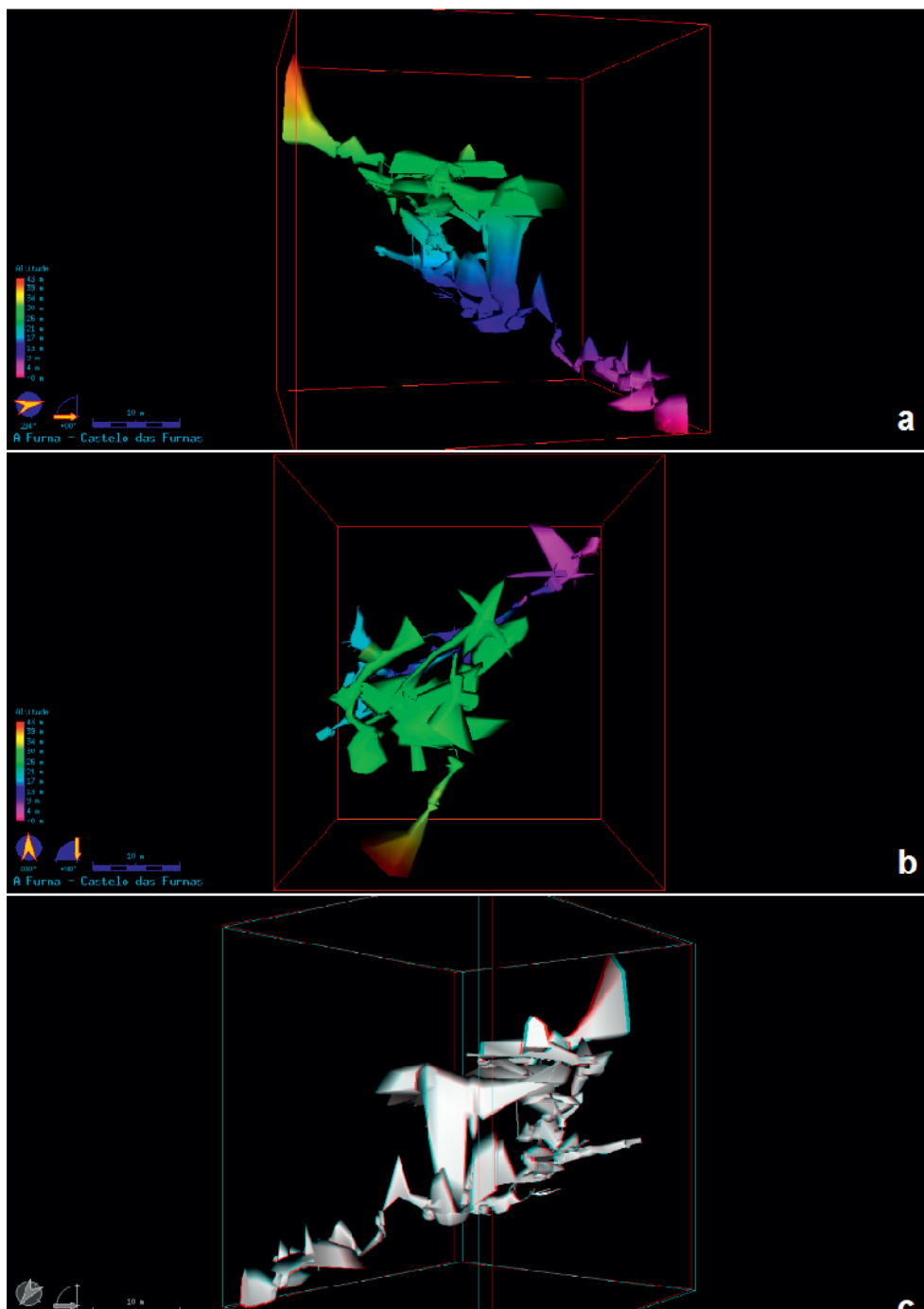


Figura 4.37: Maqueta PLT de la sima de *A Furna* visualizada con Loch-Therion Software. El punto más alto

topografiado es el abrigo arqueológico que conforma el pórtico de entrada a la cueva: (a) Vista con cámara horizontal del sistema gradando el color en función de la profundidad; (b) vista con cámara vertical (vista de planta); (c) modelo estereográfico anaglifo rojo-cian.

La cartografía morfológica del sistema consiste en dos láminas, una combinando alzado proyectado con planta compuesta por todos los niveles superpuestos (figura 4.38), y otra formada por la planta con niveles disociados (figura 4.39).

4.2.4. Descripción del sistema

La cavidad presenta una morfología de cueva de fisura, asociada a un basculamiento del castillo de bloques según la intersección de dos fracturas de gran extensión y potencia, una de dirección media N56°E y buzamiento 68°-N335°E, y la otra subvertical, de dirección N75°E.

La cavidad se inicia en un abrigo formado por la acumulación de varios grandes bloques. El bloque principal da lugar a un pórtico de entrada que supera los 6.8 m de altura y que cubre varios molinos naviculares trabajados en bloques dentro de la cueva, presumiblemente de edad neolítica. El pórtico se estrecha en un pasaje definido por la diaclasa principal que conforma esta sima estructural, de dirección aproximada N35°E, y que da acceso al *Nivel Superior* de la cueva.

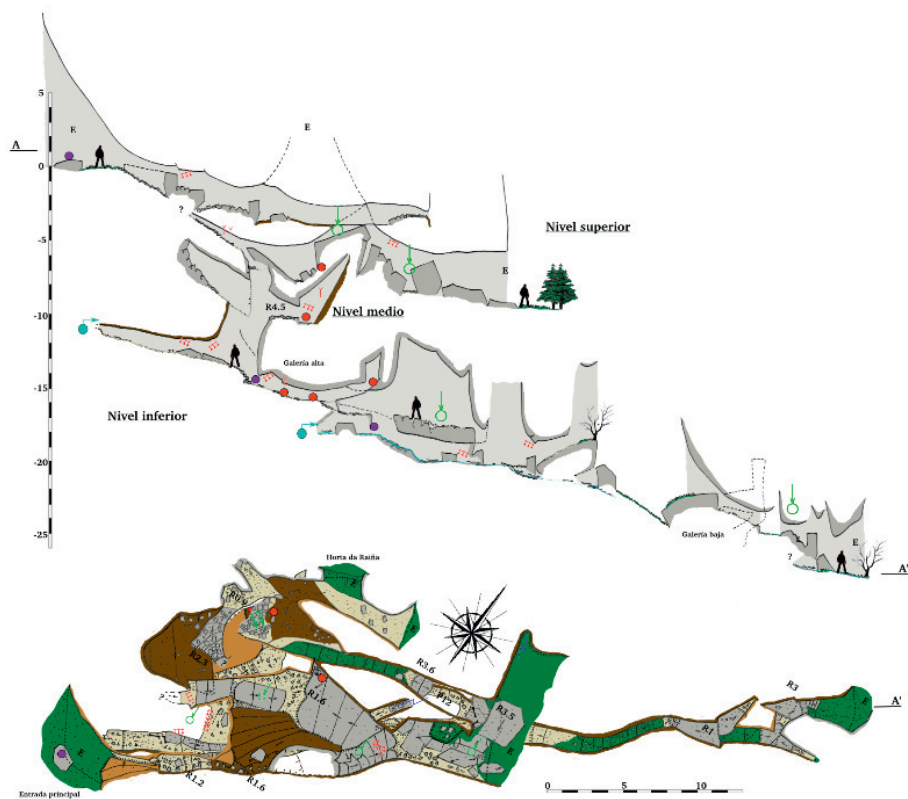


Figura 4.38: Topografía morfológica de la sima estructural de *A Furna*: Vistas de alzado y planta. La planta presenta los niveles superpuestos en orden descendente para visualizar la correlación entre ellos.

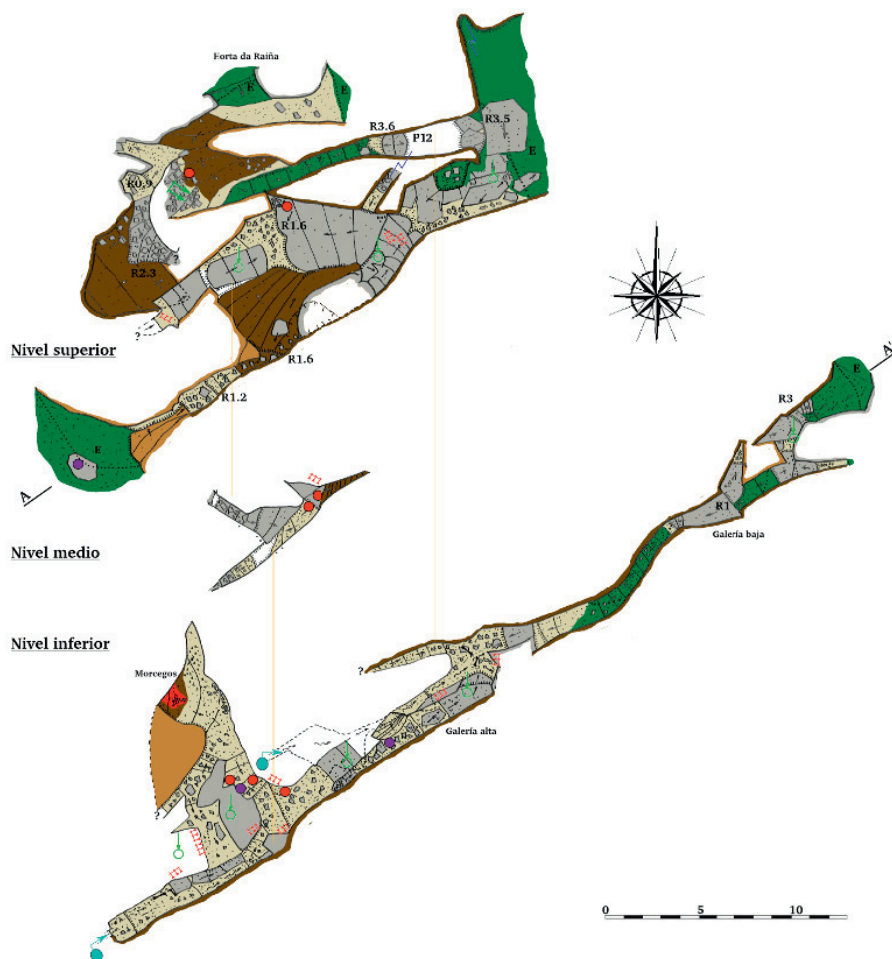


Figura 4.39: Topografía morfológica de la sima de A Furna: Planta morfológica desglosada por niveles.

La sima está formada por tres niveles, denominados *Nivel Superior*, *Medio* e *Inferior*. Ver figuras 4.38 y 4.39. Todos ellos trazan rampas escalonadas, formados combinando superficies estructurales con la acumulación de bloques suspendidos en la fracturas. El paso entre niveles son rampas de dirección normal al plano de la fractura principal, de fuerte buzamiento, requiriéndose el uso de material de progresión vertical. Como ejemplo de sección transversal puede verse la figura 6.34 construida para el modelado climático de esta sima.

Nivel Superior:

Este nivel tiene un desarrollo de 116 m, con una pendiente media de $21,8^\circ$ y un diámetro medio de sección de 2,8 m. Presenta dos espacios subterráneos diferentes conectados solamente a través del pórtico o abrigo situado a -7 m de profundidad con salida al NE, y definidos por las dos diaclasas principales. En el alzado de la figura 4.38 se ha

representado solamente la diaclasa principal o galería SE. La galería NO, o galería *Horta da Raiña*, da acceso a un nivel de cueva definido por los planos de exfoliación del plutón y que converge con las rampas que definen el nivel intermedio pero sin conectar con un pasaje transitable.

En ambas zonas se han localizado fragmentos de vasos cerámicos asociados a depósitos clásticos y depósitos heterogéneos.

Destacar la presencia de interesantes conjuntos de espeleotemas de ópalo-A en los pasajes estrechos y en los perímetros de la sala. También aparecen en mitad de bloques que conforman el techo, marcando puntos de circulación fisural (ver figura 5.14.d).

Nivel Intermedio:

Morfológicamente está definido por varios escalones de bloques y un pequeño pozo de 4,5 m. El modelo 3D asociado a este sector, tiene un desarrollo de 41,7 m, con una pendiente media de 50,2° y un diámetro medio de 2,5 m. Estas medidas están fuertemente influenciadas por el pozo y por las rampas de descenso en el *nivel Superior*.

La interconexión entre los tres niveles es un pozo vertical a favor de la diaclasa principal. El desplazamiento de bloques, el deslizamiento de lajas ha dado lugar a un pozo partido o escalonado (transversalmente). El nivel intermedio corresponde a un piso colgado, parcialmente estructural, y que da continuidad a las rampas de roca cartografiadas en la galería NO del nivel superior. En este nivel también se han identificado fragmentos aislados de vasos cerámicos, algunos restos óseos, y espeleotemas de ópalo, principalmente depósitos nodulares en superficies de pendiente positiva.

Nivel Inferior:

Este nivel es el que presenta un mayor desarrollo lineal y continuidad. Se accede desde el nivel intermedio en un descenso fraccionado que sigue la diaclasa principal (ver figura 4.40.a). Topográficamente se consideran tres espacios diferenciados: La *Galería Principal*, partida por un resalte vertical en dos tramos (*Galería Alta* y *Galería Baja*), de 122 m de desarrollo total, 29° de pendiente media y 1,9 m de diámetro medio (sin considerar los tramos no techados de la *Galería Baja*); la *Galería de los Corales* de 29 m de desarrollo, 0,6 m de diámetro medio y pendiente media 14,5°; y la *Sala dos Morcegos* que conforma una red de pasajes entre bloques de 46 m de desarrollo, 0,8 m de diámetro medio, y 16,3° de pendiente media.

La base del pozo se sitúa a -15 m en la confluencia de dos pasajes, uno que conforma la *Galería Alta* y se desarrolla a lo largo de la diaclasa principal, y otro transversal, definido por el basculamiento de grandes bloques, y que da acceso a la *Sala dos Morcegos*, espacio en el que abundan los quirópteros. Esta sala está definida por una diaclasa de dirección ONO que interseca las dos diaclasas principales. Existe un manantial cuasi-permanente, asociado con planos de exfoliación y que desaparece entre las gravas y fragmentos que rellenan la galería. Topográficamente drenaría hacia la *Galería de los Corales*, que es el único pasaje que presenta un curso estacional de escasa entidad. La circulación es de bajo caudal, no continua, y desaparece en la confluencia de la *Galería de los Corales* con la *Galería Principal* en su intersección con la diaclasa que define la galería NO. El agua dreña entre bloques de pequeño tamaño y salva el resalte que separa las *Galerías Alta* y *Baja*. En la *Galería Baja*, el agua aflora ocasionalmente. Existe un pequeño manantial-surgencia en la salida inferior de la cueva.



Figura 4.40: *Nivel Inferior* de *A Furna*: (a) Segundo tramo del pozo de descenso al nivel inferior. La base del pozo se sitúa a -15 m de profundidad con respecto a la boca de entrada; (b) *Galería Alta*, en su cota -17 m, vista en dirección S. Se aprecian las lajas suspendidas asociadas a la diaclasa subvertical que define la galería principal; (c) galería del manantial a -11 m de profundidad. La galería se desarrolla en un plano de marcada

foliación subhorizontal que define este pasaje y las salas adyacentes. Esta galería presenta el aspecto de un tubo del que se ha evacuado parcialmente el material alterado. En la parte izquierda en el contacto entre bloques se aprecia una pequeña colada de pigotita.

La *Galería Alta* es la más amplia, y alcanza espacios amplios, inclusive con chimeneas de 11 m de altura que conectan con el sector NO del *Nivel Superior*.

Morfológicamente es la galería más interesante de la sima. Puede apreciarse la estructura de exfoliación del granito en varios puntos de la galería, marcando precisamente el buzamiento medio de los niveles. También se aprecia como los techos están formados por bloques caídos en la diaclasa, pero también como existen lajas suspendidas asociadas con la propia diaclasa (ver figura 4.40.b). Otro de los rasgos más representativos es el tramo alto de esta galería, entre las cotas -11 m y -13 m (ver figura 4.40.c). Presenta el aspecto de un prototubo o *notche* definido en una banda de cizalla o foliación subhorizontal, con una marcada alteración. Limita al SSE con la pared continua de la diaclasa principal. Al fondo existe un tubo, manantial estacional, de pequeño diámetro desarrollado en la intersección de una fisura vertical con esta banda, por lavado y evacuación de los materiales alterados. El resto del tramo de este pasaje podría haberse originado a partir de la misma tubificación, limitando su desarrollo (en sección) a los planos más resistentes que lo confinan (techo y muro de la banda de cizalla, pared continua de la diaclasa principal). Por su continuidad, es uno de los puntos dónde se emplazó uno de los termoregistradores para el estudio microclimático de la cueva.

La intersección de la *Galería Alta* con la *Sala dos Morcegos* configura un espacio arqueológicamente interesante dónde se han identificado materiales líticos (azuelas pulidas), y fragmentos de vasos cerámicos. En uno de los resaltes que comunica la *Galería Alta* con la *Galería de los Corales*, se ha localizado también material lítico. Ver figura 4.41. La cavidad ha sufrido impacto ambiental en varias zonas debido a los visitantes (pintadas, etc.) y algunos materiales han sido removidos o han desaparecido.

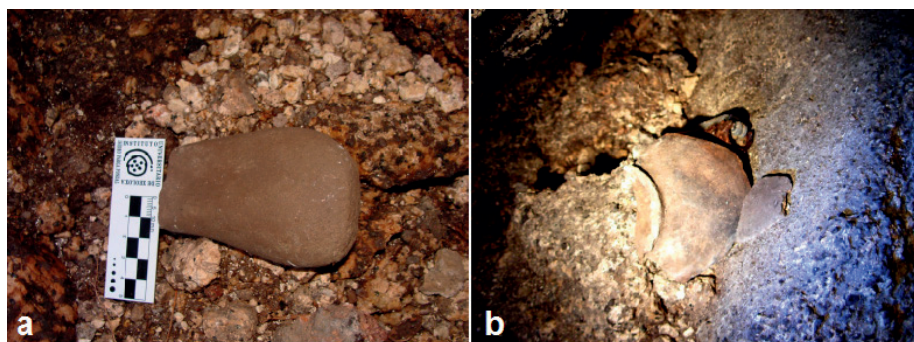


Figura 4.41: Materiales arqueológicos *in situ*, en la zona de intersección de la *Galería Alta* con la *Galería de los Corales* (a), y con la (b) *Sala de Os Morcegos*.

Otro de los elementos a destacar es la presencia de espeleotemas de ópalo-A. La *Galería de los Corales* presenta numerosas superficies de pendiente positiva cubiertas, en zonas elevadas sobre la circulación estacional de agua, por formas predominantemente nodulares. La *Galería Alta* y la *Sala dos Morcegos* se caracterizan por los conjuntos de espeleotemas formando mantos (*grass-shaped*) (ver figura 5.15.b).

La *Galería Baja* es la prolongación de la *Galería Alta*, pero discurre semitechada a modo de fisura abierta que sale a la vertiente de la montaña en la cota -27 m con respecto a la entrada principal.

4.2.5. Esquema estructural

La cavidad se ha desarrollado en la intersección de varias familias de fracturas, de la que las principales (por su desarrollo) presentan una dirección media N56°E con buzamiento 68°-N335°E, y una dirección N75°E. La figura 4.42 muestra la distribución (en longitud topografiada) a 180° de las discontinuidades que definen este sistema.

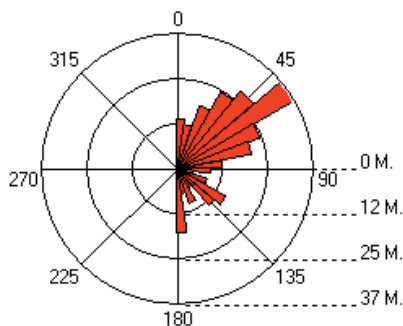


Figura 4.42: Diagrama rosa de discontinuidades a 180° calculada sobre la suma de desarrollo topografiado en cada dirección. Predominan claramente los pasajes NE-E, si bien existen pasajes transversales de direcciones S y SE.

Existe una tercera familia, ortogonal a las anteriores, de dirección SE y buzamiento medio 68°-N35°E, que define la partición de las rampas en la galería SO del *Nivel Superior*, y también los colapsos de la *Sala dos Morcegos*.

Aparecen tubificaciones asociadas con las discontinuidades subverticales-verticales NE y ENE, guiadas por discontinuidades subhorizontales que localmente presentan buzamientos de unos 15°.

Se han observado también formas de alteración incipientes adaptadas a planos de exfoliación con buzamiento 50°-N60°E, y que presentan espaciamiento variable, incluso métrico. El ángulo de buzamiento también es variable, verticalizándose en dirección al escarpe del inselberg.

4.2.6. Aguas subterráneas y red de drenaje

En la descripción se han señalado los manantiales estacionales identificados. Se ha descrito su falta de continuidad, destacando su convergencia a la diaclasa que define la *Galería Principal*.

La surgencia se produce en la salida inferior de la sima. En los espacios intermedios el agua se infiltra entre los depósitos angulosos y de clastos, y no presenta continuidad salvo, estacionalmente, en la *Galería de los Corales*.

Asociado con las zonas húmedas en el resalte de la *Galería Alta-Galería Baja* aparece el musgo luminoso, *Schistostega pennata*.

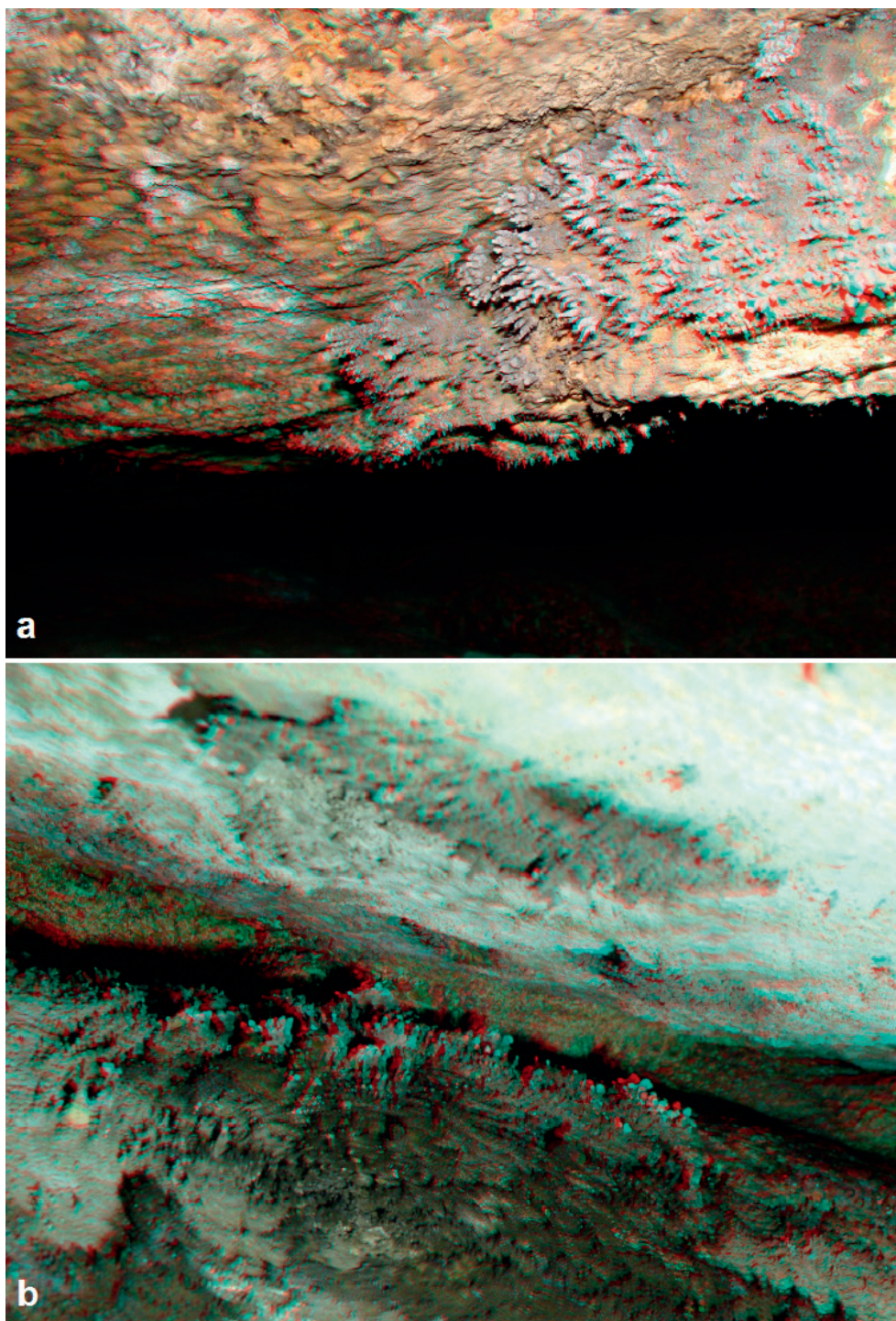


Figura 4.43: Espelotemas de ópalo-A de la *Sima de A Furna*: (a) Conjunto de formas aciculares en la *Galería Alta, Nivel inferior*; (b) conjunto de formas cilíndricas y nodulares desarrolladas en una junta subhorizontal. Localizadas en la convergencia de las dos grandes diaclasas que definen el sistema. Las fotografías son análogos rojo-cian.

4.2.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones.

Los depósitos clásticos y heterogéneos están formados por la acumulación de fragmentos angulosos de roca, y por los materiales disgregados y lavados en los conductos y frentes de alteración. Por lo general aparecen como graveras escalonadas, de diversa potencia. Las gravas están formadas principalmente por cuarzo y por los fenocristales de feldespato disgregados del granito porfiroide.

En los niveles altos aparecen materiales orgánicos con diverso grado de degradación (humus, hojarasca, ...).

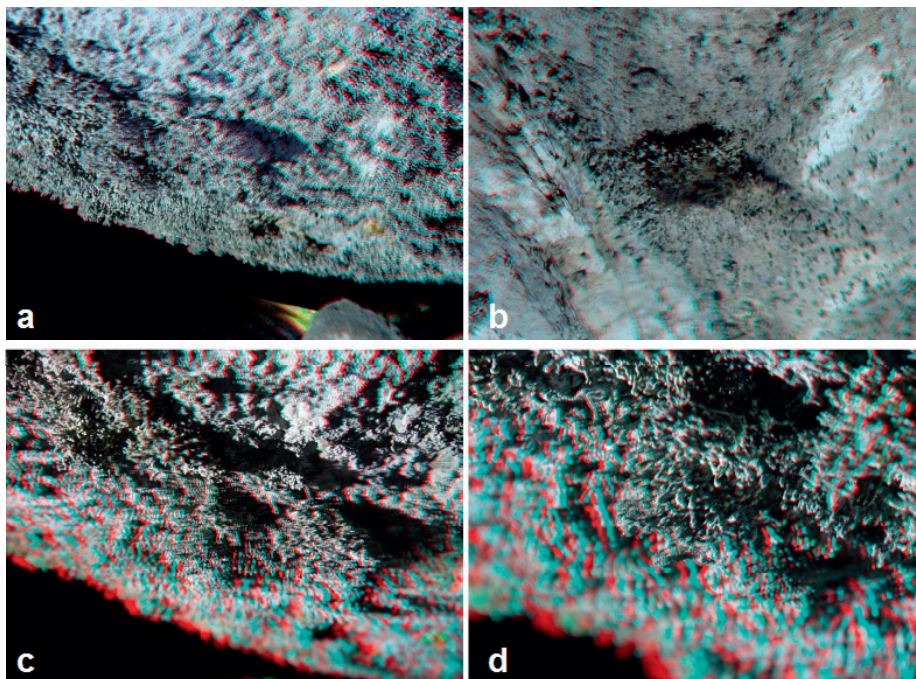


Figura 4.44: Espelotemas de ópalo-A de *O Forno*, cueva de fisura pareja situada al N de *A Furna*: (a) Manto de formas cilíndricas ramificadas; (b) depósito también tipo manto en techo próximo a un pequeño dique. La coloración oscura es debida a la concentración de humedad; (c y d) detalles (zoom) del primer depósito dónde se aprecia la geometría errática de crecimiento de estas formas. Las fotografías son anaglifos rojo-cian compuestos a partir de un par estereográfico realizado con luz blanca (6000°K) y sin flash. Los depósitos de ópalo-A se han fotografiado en *O Forno*, en lugar de en *A Furna*, por facilidad de acceso y comodidad del espacio de trabajo.

También se han localizado pequeños depósitos de pigotita, coladas aparentemente en proceso de crecimiento, cubiertas por campos de microgours milimétricos. Presentan una coloración muy oscura. En sus proximidades existen colonias de quirópteros y guano, no descartándose por tanto, que el depósito pueda contener también minerales fosfatados.

Destacan especialmente los depósitos de ópalo-A, que además presentan conjuntos muy bien desarrollados tanto en esta sima como en otras cuevas de fisura próximas. En las superficies horizontales o de pendiente positiva se forman costras, pequeñas coladas y formas nodulares. También en superficies subhorizontales aparecen formas cilíndricas con cúspide

muy marcada por el cambio de coloración (presencia de maclas de diversos minerales). En los techos predominan los mantos tipo *grass-shaped*, con formas aciculadas a modo de pseudo-antoditas o con ramificación fractaloide a modo de pseudo-helictitas. Las figuras 4.43 y 4.44 incluyen varias fotografías anaglifas (rojo-cíjan). Se han incluido estas láminas de efecto estereoscópico para facilitar la percepción de la morfología de los espeleotemas.

4.2.8. Génesis y evolución de la cueva

Desde un punto de vista espeleogenético la mayoría de las cavidades de fisura parecen estar asociadas a movimientos gravitacionales en vertientes, creep rocoso o a procesos geotectónicos. En este caso la cueva de fisura es normal a la vertiente descartándose un basculamiento del macizo en la ladera y nos inclinamos a pensar en un proceso de creep rocoso o tal vez incluso toppling.

Se ha observado un proceso de evacuación de los materiales alterados y disgregados en profundidad, evacuación promovida por el drenaje de la escorrentía a través de las discontinuidades asociadas a la estructura de lajas, y circulando a favor de las diaclasas principales, de dirección NE.

El lavado de estos materiales parece haber dado origen a espacios vacíos profundos, que a su vez han permitido el acomodamiento de los bloques superiores buscando una posición de equilibrio. El espaciado de las discontinuidades subverticales ha facilitado el colapso de bóvedas y techos permitiendo el movimiento de grandes bloques.

4.3. Sistemas estructurales con curso activo: El sistema de *O Folón*

El sistema de *O Folón* es una cavidad estructural asociada a fracturas con desplazamiento cuyo plano de falla se adapta a la dirección N170°E coincidente con las direcciones de los desgarres tardihercínicos en el área. Este sistema canaliza el curso del río de A Rega a su paso por la población de Fragoselo (Coruxo, Vigo), tributario del río Lagares, que desemboca en la ría de Vigo a escasos kilómetros.

El canal subterráneo presenta una estructura incisa, encañonada, curso policíclico con desplazamientos y encajonamientos sucesivos, lo que permite observar una sucesión de niveles fósiles, tramos de curso abandonados y colgados en diversas cotas a lo largo del sistema.

Este apartado es una síntesis y actualización de trabajos previos: En VAQUEIRO (2003) se ha estudiado la adaptación de la red de drenaje subterránea de este sistema de cavidades a las familias de discontinuidades verticales que afectan al macizo. Posteriormente VAQUEIRO et al. (2006) se han analizado las morfologías presentes en la cavidad con el objeto de determinar los tipos de pasaje existentes, clasificando los conductos fósiles y activos, principalmente como freático-incisos (perfiles tipo *key-hole*) y vadosos. Tomando como base la topografía subterránea existente (VAQUEIRO et al., 2007; 2009; 2011; 2012), se ha efectuado una composición y estudio de las secciones transversales complejas del cañón y canal subterráneo, con el objeto de correlacionar los distintos pasajes, conductos y grupos morfogenéticos para poder representar y concretar, desde un punto de vista geomorfológico, la estructura y extensión de los distintos paleoniveles ocultos bajo la acumulación de bloques. El trabajo se completó desarrollando un posible modelo regresivo de desarrollo y evolución de la cavidad. El esquema final distingue hasta seis niveles, cinco fósiles (L0, L1, L2, L3, L4) y uno activo (L5), y su relación con la estructura del macizo.

En VAQUEIRO et al. (2009) se analizan los perfiles incisos (*key-hole*) concretando la relación existente entre los paleoniveles principales y las bandas de cizalla presentes y asociadas con los planos de exfoliación de las estructuras de lajas. Se concreta así la existencia de una red de “drenaje preferente”, adaptada a los sistemas de fracturas principales determinados a su vez por los sistemas planares horizontal y vertical, y las juntas de exfoliación esferoidal de orientación variable.

La actualización viene impuesta por las correcciones introducidas en la cartografía, principalmente en los sectores del *Sumidero (Pozo da Rá) – Cova Grande*, durante el desarrollo de esta Tesis.

4.3.1 Localización

El sistema de *O Folón* se localiza en la población de Fragoselo, parroquia de Coruxo (Vigo, provincia de Pontevedra). GWS84 UTM 29T 519.833 4.670.251.

4.3.2. Marco geológico

El sistema se emplaza en un afloramiento de granito de feldespato alcalino con intrusiones de leucogranitos y granitos moscovíticos (Hoja MAGNA50 – 223, IGME, 1978) .

Dentro del dominio granítico la memoria de la hoja MAGNA señala la existencia de bandas de cizalla de dirección N-S a N170°E, relacionadas con la fase II de la deformación hercínica.

4.3.3. Topografía morfológica

Esta cueva es uno de los primeros grandes sistemas estructurales que he estudiado (1.992-2.006) y la técnica topográfica (equipos y criterios), y los registros de datos disponibles, no permiten el desarrollo de un modelo tridimensional que permita visualizar la estructura espacial del sistema.

El proyecto topográfico fue realizado por distintos equipos de trabajo y en distintas fases. La primera edición topográfica de esta cueva se corresponde a la campaña 1.992-1.997, (GARCIA-VÁZQUEZ et al., 1997). Esta versión presentaba una desviación importante en el curso subterráneo entre el *Sumidero* y la *Dolina* que se corrigió posteriormente en una revisión en 2.002 (CEM, 2002). En el período 2.004-2.006, se vuelven a topografiar algunos tramos de este sistema y se normalizan los criterios topográficos (VAQUEIRO et al. 2007), extendiendo el trabajo topográfico a los tramos más laberínticos de la cueva. La versión resultante se sintetiza junto con otros trabajos topográficos en VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2007), cartografía que constituye la base de los estudios y trabajos posteriores. Con motivo de la colaboración en 2.009 el expediente de declaración de este sistema como B.I.C. (*Bien de Interés Cultural*) VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2009) elabora una base cartográfica de cada uno de los paleoniveles del sistema, y se añaden capas informativas a los alzados de la versión 2.006 (2.007), sintetizando la información relativa a depósitos naturales (fluviales, heterogéneos, varvados, espeleotemas, ...) y arqueológicos, información cronológica (dataciones), y síntesis de familias de discontinuidades planares no verticales.

La primera edición de cartografía morfológica (geomorfológica) subterránea, es una planta parcial de *O Folón* entre *Cova Grande* y la *Surgencia* (VAQUEIRO-RODRIGUEZ, 2012), elaborada sobre las plantas parciales de los paleoniveles del sistema y del canal activo.

No se conservan todas las tablas topográficas originales, y las disponibles no han permitido construir un modelo tridimensional actualizado. El procesamiento de los datos

disponibles, creando poligonales cerradas a partir de la medición de los canales de superficie muestran una cierta divergencia, la mayor de ellas en el curso entre el *Sumidero* y *Cova Grande*. Esta divergencia se ha corregido en 2.016 (para esta Tesis), topografiando el tramo de canal y sus sifones estacionales, mediante un RangeFinder AC1000 de Trimble calibrado *in situ*. Los tramos modificados se han incorporado a la cartografía morfológica de 2.012 para completar la planta principal.

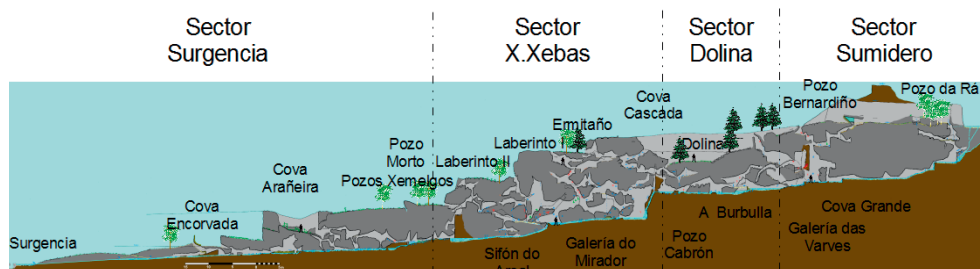


Figura 4.45: Alzado morfológico del sistema de *O Folón*. Lámina base VAQUEIRO (2007), incluida en GROBA et al. (2007), adaptada normalizando los recintos de color.

4.3.4 Descripción del sistema

El sistema está dividido morfológicamente, en cuatro grandes sectores, que describimos de sumidero a surgencia.

Sector Sumidero: Pozo da Rá – Cova Grande (figura 4.46)

El sumidero de *O Folón* es una zona de drenaje difusa (de extensión desconocida) localizada aguas arriba del domo granítico que define *Pozo da Rá*. En superficie se observa una pequeña llanura eluvio-aluvial compuesta por limos, arenas y gravas. Esta superficie presenta un pequeño canal inciso dónde circula el curso del río de A Rega, sobre un fondo mayormente compuesto de gravas y arenas. Se han observado varios sumideros localizados a lo largo de este canal hasta unos 10 m de distancia con respecto a la boca de *Pozo da Rá*. Rodeando este domo existe un canal superficial formado por bloques de distinto tamaño, y que traza en superficie el desarrollo de la cueva y de su canal subterráneo (ver figura 4.47.a). En las proximidades de *Pozo da Rá* se han formado en 1998 algunas dolinas de subsidencia en los depósitos aluviales, coalescentes entre ellas, y que permiten ver una acumulación de bloques que se encuentra fosilizada bajo estos depósitos recientes. Actualmente esas dolinas están siendo destruidas por la erosión, exhumando parte de la acumulación de bloques subyacente.

Pozo da Rá es la boca transitable más próxima al sumidero, y que permite descender hasta el curso subterráneo, localizado a -8 m de profundidad con respecto a la boca (ver figura 4.47.c). Es un pozo escalonado formado entre bloques y que desciende pasando por debajo de las dolinas de subsidencia. Este pozo actúa de sumidero estacional en época de avenidas.

El curso subterráneo entre *Pozo da Rá* y *Cova Grande*, límite sur de la *Dolina*, es un curso estructurado relativamente encajado en una encañonada granítica de paredes subverticales a verticales, y que rodea parcialmente un domo granítico en dirección E-O hasta alcanzar una banda subvertical foliada de dirección N-170-E, discontinuidad de gran potencia situada aparentemente en la intersección de dos estructuras de lajas convergentes.

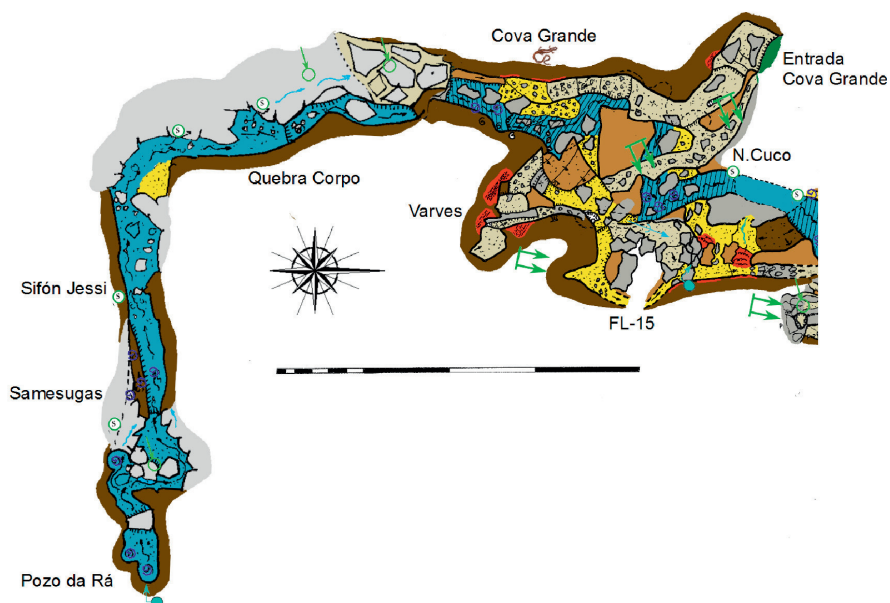


Figura 4.46: Sector *Sumidero*: Pozo da Rá-Cova Grande: Planta morfológica actualizada sobre VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2012). La cartografía antigua seguía los criterios topográficos de MARTINEZ I RIUS (1992). Los recintos correspondientes a lagos y niveles de agua permanentes se rayaban con trazos 0,2 oblicuos a la traza de la galería. La cartografía original tiene estos trazados. La cartografía actual usa solamente recintos de color.

El río aparece en cueva a través de una estructura de bloques de tamaño medio, y que apoya en el arranque del canal a -6 m de profundidad. En el tramo E-O, el canal presenta paredes continuas, principalmente en su pared N. La pared S está formada por bloques rotos, actualmente redondeados por la erosión entre los que se aprecian marmitas rotas.

En superficie la vertiente N está verticalizada con basculamiento de bloques hacia el canal, mientras la vertiente S presenta una pendiente suave, debido a la formación de depósitos sobre las acumulaciones de bloques. El cambio de dirección a N170°E es relativamente brusco, y coincide con un punto de rotura de las paredes del canal.

La altura es variable, aunque en general inferior al metro debido a la caída de bloques, y cambia bruscamente al llegar a *Cova Grande*, donde la bóveda se eleva en su punto máximo hasta 8.5 m (ver figura 4.47.d) por encima del canal. Estacionalmente el canal permanece completamente sumergido.

El curso es ligeramente escalonado, y presenta dos pequeños saltos de agua. Alcanza la cota de -12 m en *Cova Grande*. En este tramo de cueva existe un nivel colgado en la cota -5 que permite salir a superficie a través de pasajes estrechos definidos por una acumulación de bloques. Entre los -12 y los -5 m las paredes están pulidas por erosión y conservan restos de marmitas (ver figura 4.47.d) que se habrían formado a lo largo de la banda N170°E. Por encima de la cota -5 m, el granito está más alterado y las paredes son más ásperas. Aún así se conservan restos de marmitas en esta cota.



Figura 4.47: Sector *Sumidero*: (a) Canal de superficie fotografiado desde la intersección de las dos fracturas que definen el curso. Se han señalado las bocas principales; (b) paso colapsado situado en el canal en la zona de intersección de las dos discontinuidades; (c) *Pozo da Rá*: Marmitas coalescentes en el inicio del curso

encañonado. El agua llega a las marmitas bajo los bloques situados a la derecha de la fotografía. Base de las marmitas en cota -8 m; (d) vista, desde el suelo, de las marmitas de *Cova Grande*. Se elevan hasta +8.5 m sobre el curso activo; (e) *Cova Grande*: Salida del canal que viene desde el sumidero.

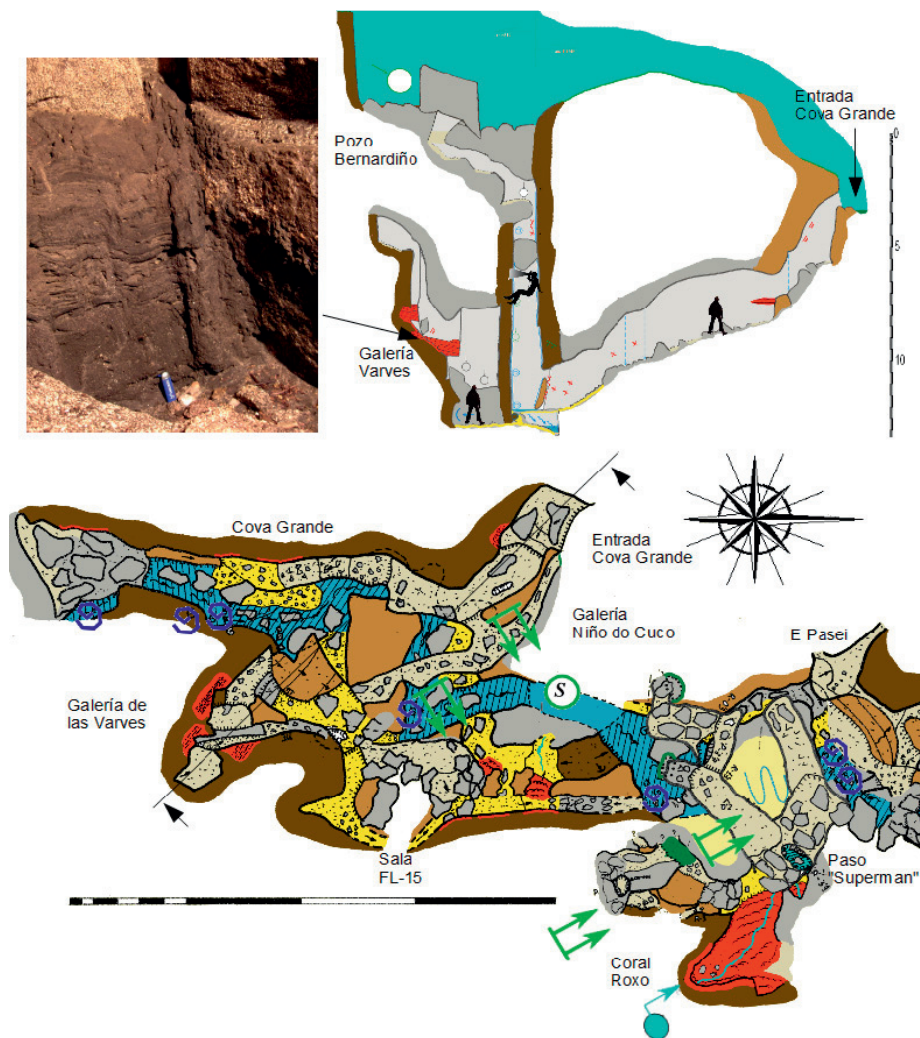


Figura 4.48: Planta morfológica y sección compuesta *Galería de las Varves – Cova Grande*. Actualizadas sobre VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2012). La fotografía muestra el depósito varvado inferior (cota -9.5 m).

Sector Dolina: Cova Grande – Cova da Cascada (figura 4.48)

Este sector está caracterizado por la dolina de colapso que define la morfología de la cueva. Este hundimiento parece asociado a varios movimientos no concurrentes. La fotografía de la figura 4.49 muestra una vista de los dos domos entre los que se desarrolla el profundo canal que define *Cova Grande*. Puede verse cómo existe un deslizamiento de bloques y lajas

desde el domo hacia la dolina, convergiendo hacia el canal. Ambos movimientos no han sido simultáneos: La masa de bloques caídos desde la parte derecha de la fotografía (*Cova Grande*) aparecen en cueva por debajo de los que provienen del lado izquierdo de la fotografía (*Galería de las Varves - Coral Roxo*).



Figura 4.49: Vista exterior de la zona alta de la *Dolina*.

La galería que desciende desde la *Dolina* hasta *Cova Grande* y su paralela *Galería do Cuco*, describen arcos paralelos normales a este deslizamiento, por lo que han sido interpretados como pasajes asociados a grietas de tracción (ver figura 4.48 y 4.50). Este colapso parece haber cortado la circulación del curso subterráneo provocando su estancamiento. A ambos lados del canal de *Cova Grande*, y en las mismas cotas, aparecen depósitos rítmicos (varves) de origen lacustre. Uno de los depósitos se emplaza dentro de la galería de entrada a *Cova Grande*, desarrollado a favor de grietas de tracción, por lo que el depósito es más tardío que el colapso. Estas ritmitas se localizan entre las cotas -9,5 y -7,5 m, lo que sugiere un estancamiento prolongado. No se han efectuado dataciones, pero el conteo de varvas, asumiendo un crecimiento rítmico anual, sugiere un proceso que habría durado más de medio siglo.

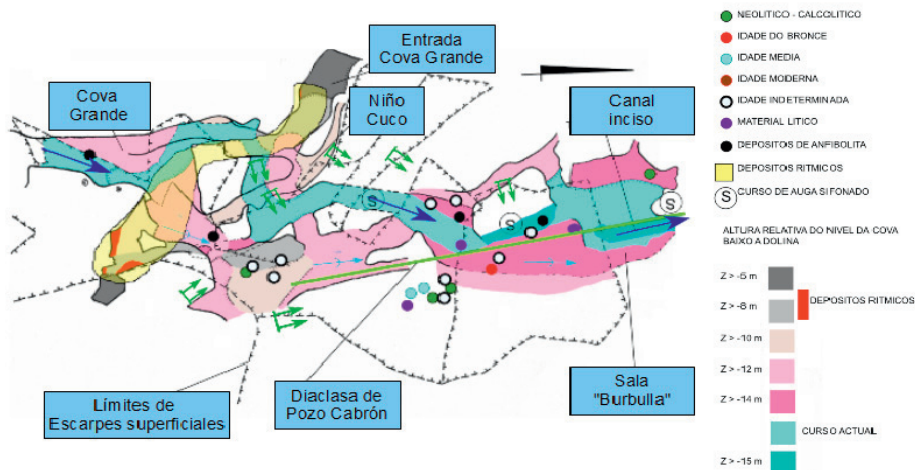


Figura 4.50: Correlación entre los pasajes subterráneos y los escarpes y escalones en el exterior.

Este deslizamiento supuso un evento importante en la cueva, y se ha relacionado con dos cambios importantes en el sistema: Primero con el estancamiento del curso, lo que supuso un cambio en el régimen hídrico de la cueva. El segundo un cambio de canal que pasa de circular linealmente y contra la vertiente E del cañón, a circular meandriforme en una cota más baja y desplazado al O.

En el perímetro del canal subterráneo existen varias cuevas, la mayoría de ellas conectadas con el resto del sistema. En la zona S de la *Dolina* existen dos, destacando *Coral Roxo* por su colada de pigotita (ver figura 5.9.a y 5.9.e). Los microgours de esta colada están actualmente en proceso de erosión (acumulación de arenas). La capa superficial ha sido datada en 1.755 ± 40 cal C¹⁴ yr BP. En la zona N de la *Dolina* se localiza la cueva, *Cova da Cascada*, con varias entradas que convergen a uno de sus paleoniveles inferiores. Esta cavidad aunque tiene acceso desde la *Dolina*, morfológicamente define los paleoniveles del sector *X.Xebas*.

Prácticamente en todas las cavidades y espacios vinculados con los hundimientos de la dolina, se han encontrado materiales arqueológicos.

Sector *X.Xebas*: Cova Cascada - Pozo Cabrón – *X.Xebas* (figura 4.51)

Morfológicamente este sector es uno de los más interesantes. Está constituido por un cañón complejo en el que se han identificado hasta cuatro niveles fósiles por encima del canal activo. A grandes rasgos es un cañón de paredes sinuosas y pulidas que presenta colgadas a distintas alturas *notches* de erosión aparentemente simétricos con el plano subvertical que define el canal principal.

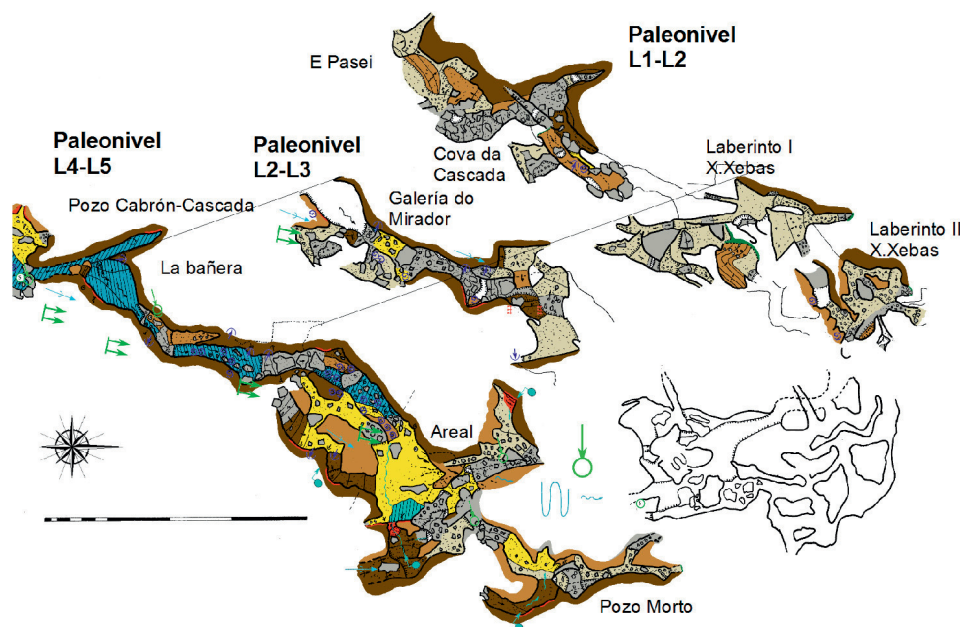


Figura 4.51: Planta morfológica Cova da Cascada – Pozo Cabrón – X.Xebas. Actualizadas sobre VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2012).

El sector se inicia en *Cova da Cascada-E Pasei*, que conecta al S con la sala *A Burbulla* en el último sifón de la *Dolina*, y al N con el cañón de *X.Xebas* a través de varios resaltes y pozos encadenados (*Pozo Cabrón-Cascada*) que descienden 12 m en vertical (ver figura 4.52 y 4.53). Esta cueva presenta varios niveles superpuestos, todos ellos caracterizados por la existencia de formas de erosión residuales: Superficies pulidas aisladas, marmitas rotas, y pasajes definidos por *notches*, aparentemente de alteración en unos casos y fruto de la erosión en otros, definiendo secciones transversales similares a pequeños *key-hole*, todos ellos con las mismas pendientes y definidos en los mismos sistemas de fracturas.

El enlace entre el sifón de *A Burbulla* y la cabecera de la cascada fue superado por buceadores del AXENA en 2.009 y consiste en un canal estructural adaptado a una diaclasa de dirección N170°E que define verticalmente a *Pozo Cabrón*.

El *Pozo de la Cascada* es morfológicamente diferente (ver 4.53). La cabecera de la cascada está formada por unos conductos de sección elíptica situados por encima del curso activo. El pozo presenta una estructura cónica que se reduce a medida que desciende. Sus dimensiones máximas en planta se han fijado en 8 x 6 m. El salto de agua desciende por una rampa de roca muy pronunciada lo que ha dado lugar a la formación de una acanaladura profunda. La base de la cascada (*La Bañera*) presenta zapamieto basal, presumiblemente por incremento de la erosión horizontal en su base.

La salida de *La Bañera* es un estrecho cañón con entalladuras basales colgadas en varias alturas, los más representativos en cota coincidente con las mismas formas identificadas en la cabecera de la cascada. El agua circula a lo largo del cañón confinado en

algunos tramos debido a la caída de bloques. En las proximidades de la sala *Areal* desciende unas rampas con marmitas escalonadas bordeando una estructura deslizada al N que conserva marmitas de diversa entidad en varias alturas. Esta masa deslizada estrangula el curso de agua, que cae por un hueco entre los bloques caídos y la pared del cañón. La sala *Areal* es un espacio relativamente amplio cerrado al N por un colapso de bloques redondeados. Entre los bloques existe un paso que permite acceder al curso de aguas, que avanza sifonado estacionalmente hacia *Pozos Xemelgos* en el sector *Surgencia*. No se dispone de topografía de este tramo del canal, aunque se ha estimado su traza a partir de los elementos estructurales principales. El sifón fue explorado, enlazando ambas cueva, por buceadores y biólogos del AXENA en 2.006.

Paralelo al cañón, existe una rampa de roca que desciende desde *Cova da Cascada* hasta la sala *Areal*. Esta rampa guía varios deslizamientos, incluyendo el que corta el curso de aguas entre *Areal-Xemelgos*. Sobre la rampa principal se han identificado varios niveles formados por bloques acumulados que trazan (con buzamiento similar) los niveles subyacentes. Los niveles en que se ha desglosado la planta de la figura 4.51 pretenden separar los tramos de cueva por nivel.

Los niveles altos conservan en algunas zonas con entalladuras basales asimiladas a formas de erosión en unos casos o a formas de alteración (en base a la textura) en otros. La figura 4.54.a muestra un bloque en superficie que muestra pequeñas oquedades asociadas con los planos de exfoliación de la estructura de lajas, por lo que las formas subterráneas se asume representan distintas formas de explotar estas discontinuidades (ver figuras 4.54 y 4.55). También, aunque en menor cuantía, y asociadas con superficies que se corresponden con el sustrato rocoso, se han identificado marmitas colgadas en varios de los niveles.

Los más altos carecen de depósitos fluviales. Presentan depósitos heterogéneos y clásticos, y en la mayoría de ellos se localizaron materiales arqueológicos.

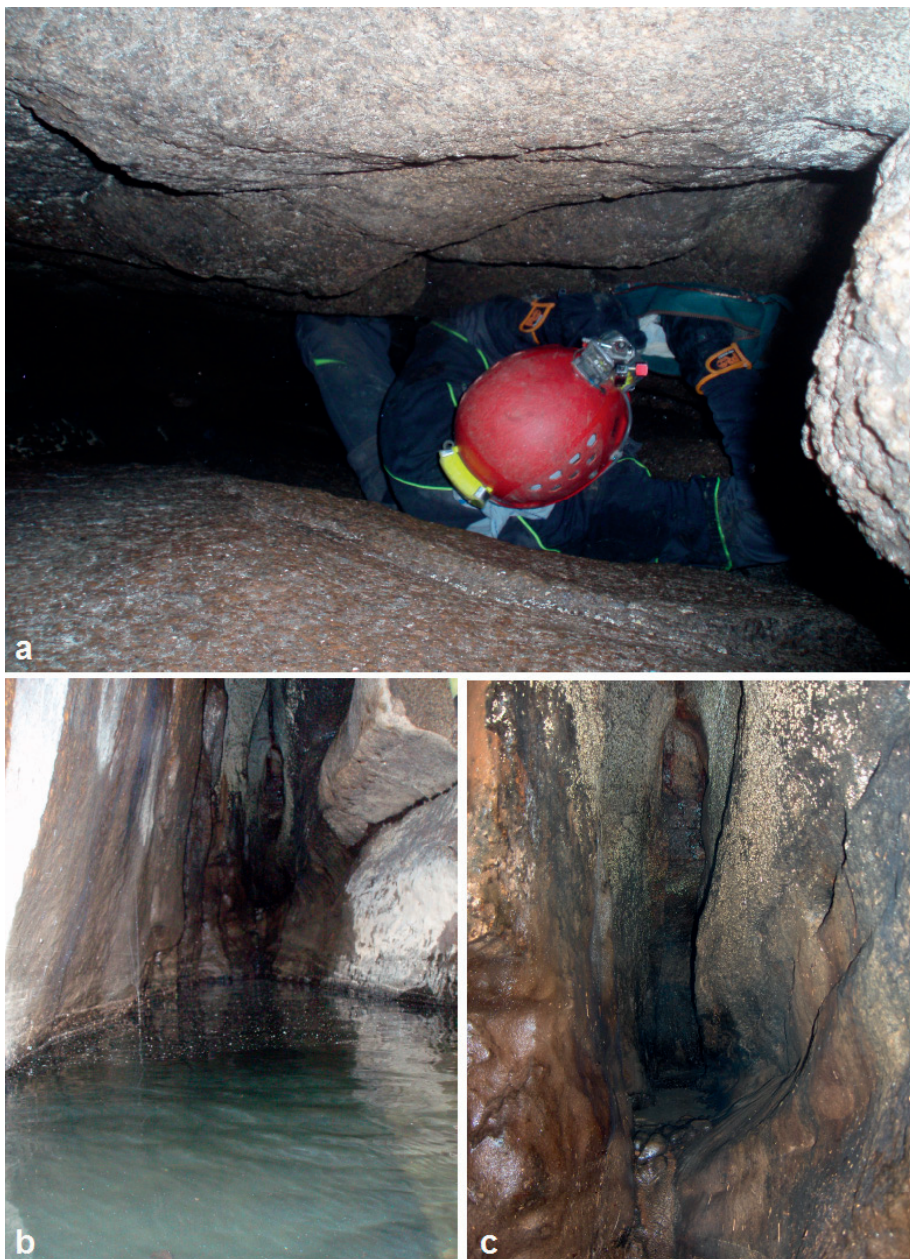


Figura 4.52: *Pozo Cabrón*: (a) Instalación de los anclajes del pozo en el segundo fraccionamiento. El pasaje es puramente estructural; (b) base del *Pozo Cabrón* en la cabecera de la cascada; (c) detalle del pasaje en el que se aprecia el perfil fusiforme del conducto alargado según el plano de la fractura. La cascada se forma al desbordar lateralmente este pasaje.



Figura 4.53: *Pozo Cascada*: (a) Detalle de la cabecera del canal que se forma en la pared del pozo; (b) vista del pozo desde uno de los paleoniveles de *Cova Cascada*; (c) “*La Bañera*”, vista del pozo desde la instalación de cabecera del pozo. Las acanaladuras en abanico se sitúan actualmente a más de 1 m de altura sobre el exutorio que aparece en (a), relacionando este salto de agua con el paleonivel de base de la *Dolina-Cova Cascada*.

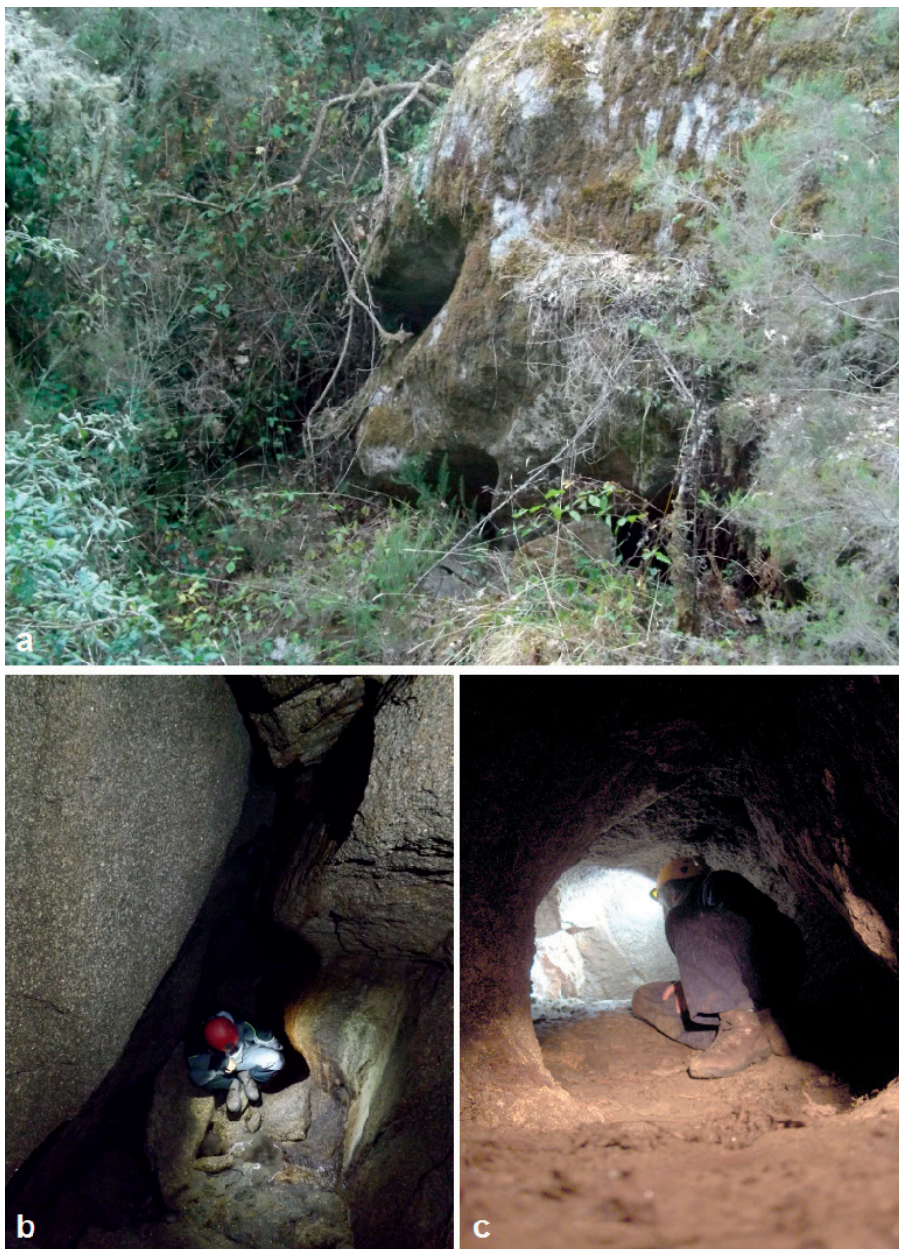


Figura 4.54: Paleoniveles y *notches*: (a) Bloque en superficie. En el plano inferior da lugar a la formación de un tramo de cueva; (b) paleonivel L4: Detalle de los entalladuras basales que perfilan la pared E del cañón; (c) paleonivel L3: El *notche* aunque presenta superficies granudas fruto de la alteración, coincide en cota con los tramos de entalladuras basales pulidos (perfil *key-hole*) suspendidos en el cañón de X.Xebas.

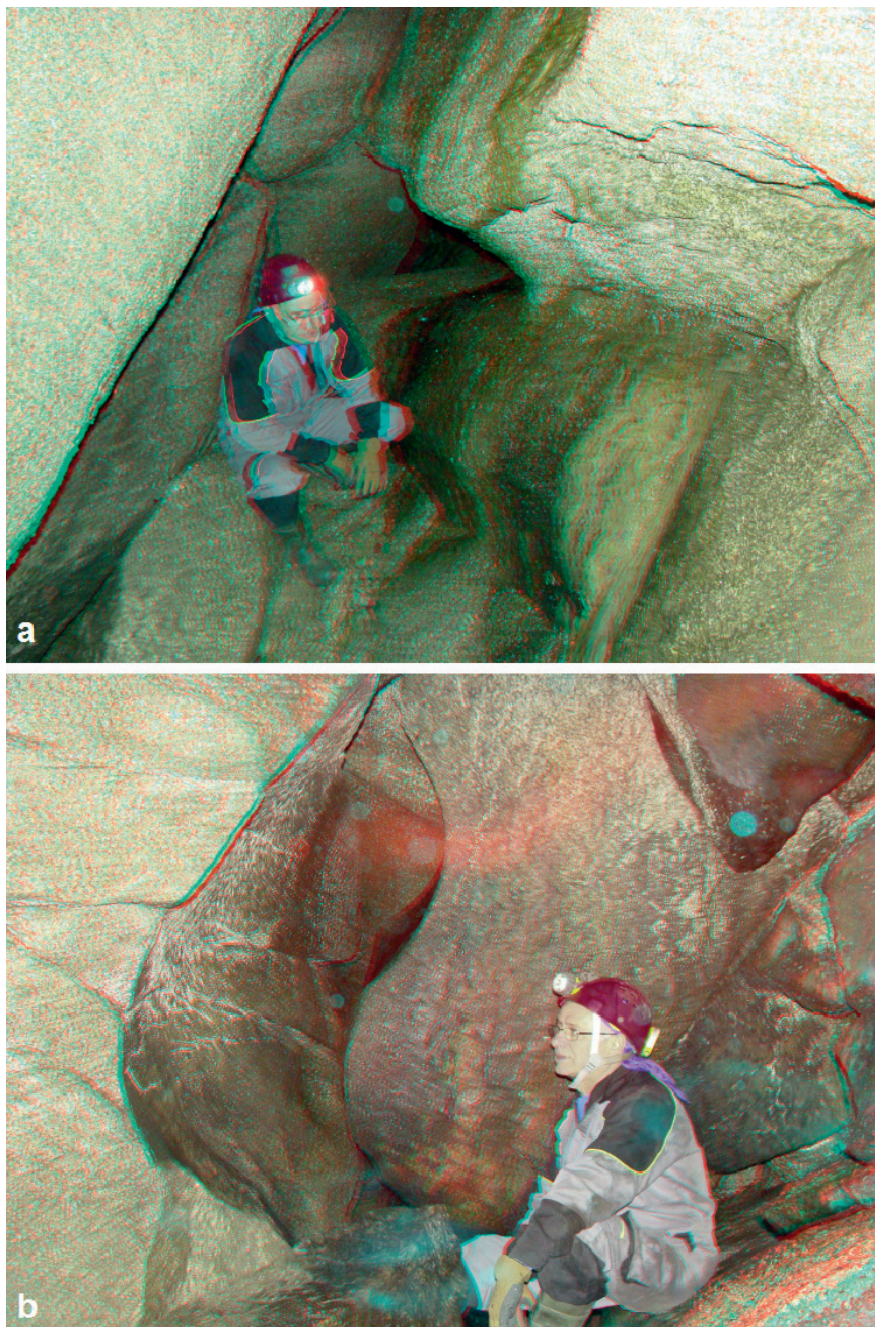


Figura 4.55: Paleoniveles y notches: (a) Paleonivel L4: Anaglifo de los notches que perfilan la pared E del cañón. Nótese la colada con microgours superpuestos que se forma a partir del agua que mana a favor del plano de discontinuidad; (b) paleonivel L3: tramos de conducto suspendidos en el cañón de X.Xebas. Se incluyen en formato anaglifo rojo-cian para facilitar la percepción de las formas complejas del nivel.



Figura 4.56: Deslizamiento de L4 hacia *Oareal*. Los bloques pulidos situados en la base del deslizamiento, detrás del espeleólogo, formaban parte de la pared del cañón. El deslizamiento se ha producido a favor de los planos de exfoliación del granito, por la rotura de las marmitas situadas en la rampa de roca que marca el salto entre los niveles L4 y L5.

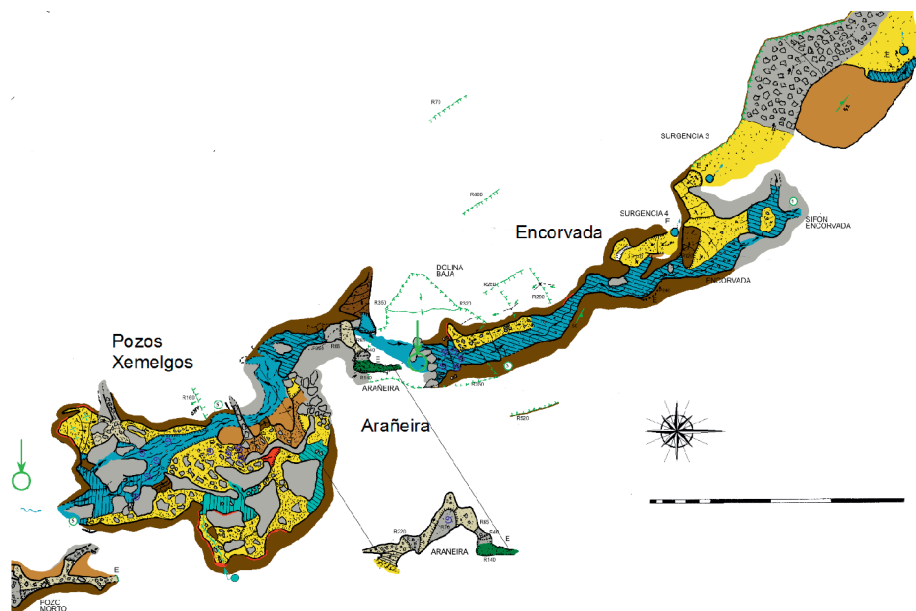


Figura 4.57: Sector Surgencia: Planta morfológica *Xemelgos – Arañeira – Encorvada*. Actualizadas sobre VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2012). Por dimensiones de la lámina, la figura se limita al tramo de cueva. Se ha incluido el tramo de canal superficial que enlaza las surgencias S3 y S4 de *Encorvada*, con la surgencia estacional S2. La lámina se complementa con la traza de algunas formas superficiales: Escalonamientos perimetrales de la *Dolina Baja*, resaltes estructurales en las vertientes, y que además coinciden topográficamente con niveles y paleoniveles del sector *X.Xebas*.

Sector Surgencia: Pozos Xemelgos – Encorvada (figura 4.57)

El colapso que corta la cueva en *OAreal* coincide en superficie con un escalón de unos 5 m de desnivel. Este colapso rompe el cañón subterráneo y aísla aparentemente las cuevas de *X.Xebas*, *Pozo Morto* y *Pozos Xemelgos*. Las tres cuevas se interconectan a través de los estrechos pasos que definen los bloques de este hundimiento. *Pozo Morto* formaría parte del paleonivel L3.

El río alcanza *Xemelgos* a través de un canal inciso limitado por paredes continuas. Este canal es visible a lo largo de toda la cueva hasta llegar a las surgencias S3 y S4 en la cueva *Encorvada*. Este canal evoluciona siguiendo la dirección N170°E. Presenta paredes pulidas y serpentea ligeramente. Forma un pequeño meandro en las proximidades de *Arañeira*, cavidad asociada a una pequeña dolina de colapso.

En *Xemelgos*, la incisión apenas supera el metro de profundidad, aunque llega a formar un pasaje transitable en *Arañeira-Encorvada*. En *Xemelgos* deja colgados varios niveles fluviales, desarrollados sobre una rampa rocosa y sobre bloques escalonados a favor del canal.



Figura 4.58: Sector *Surgencia*: (a) Canal inciso de *Xemelgos* en su entrada al meandro de *Arañeira*. Las orillas son superficies de roca que presentan numerosas formas de erosión de pequeño tamaño. La zona más alejada del río conserva depósitos fluviales, mayoritariamente formados por arenas y pequeños cantos rodados; (b) surgencia del sifón *Arañeira-Encorvada*. Los bloques que han formado la *Dolina Baja* apoyan sobre restos de marmitas métricas. En la figura se pueden ver los restos de un conjunto que atravesaba el canal en ancho. Nótese como los depósitos están formados por fragmentos angulosos no erosionados y arenas.

4.3.5. Esquema estructural

La figura 4.59 muestra la rosa de discontinuidades construida con los datos topográficos disponibles. Las fracturas principales que definen el canal y cañón subterráneo siguen alineaciones SO-NE, N-S, ONO-ESE

Dentro del sistema de fracturas verticales destaca principalmente una banda de cizalla de dirección N160°E-N170°E coincidente con la dirección de los desgarres tardihercínicos descritos en la cartografía geológica. Esta discontinuidad presenta un buzamiento medio 71°-N260°E con espaciamientos de escala centimétrica y decimétrica.

Se ha observado la existencia de varios deslizamientos al N asociados a planos de buzamiento entre 32° y 36°.

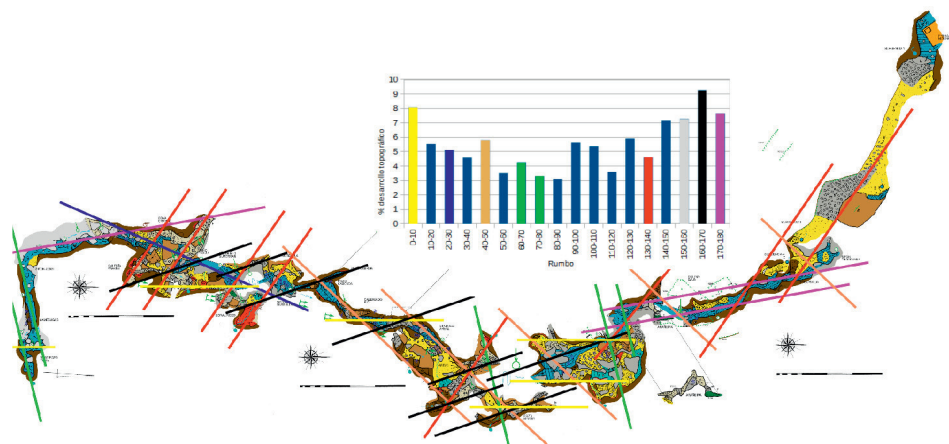


Figura 4.59: Esquema estructural de *O Folón*: Diagrama de barras a modo de rosa de discontinuidades calculada a 180° sobre la suma de desarrollo topografiado en cada dirección, datos agrupados en intervalos de 10°. Las discontinuidades de mayor desarrollo se han señalado sobre la topografía morfológica en planta.

4.3.6. Aguas subterráneas y red de drenaje

La cueva de *O Folón* drena bajo tierra al curso de A Rega durante 235 m. Se desarrolla en zona vadosa y su curso subterráneo excava un estrecho cañón siguiendo las discontinuidades principales (SO-NE, N-S y ONO-ESE), donde la permeabilidad es mayor (VAQUEIRO et al. 2006). Así, la cavidad, como parte de la red de drenaje está fuertemente controlada por la estructura del macizo y por el nivel de base del acuífero.

Los pasajes (galerías) de cueva con circulación activa o fósil presentan morfologías similares a la de algunos tipos de conductos kársticos s.s. Así, los tramos encajados del curso subterráneo desarrollados a favor de discontinuidades verticales o subverticales presentan la morfología de un conducto vadoso con una sección estrecha y alargada verticalmente siguiendo el plano de la discontinuidad (ver figura 4.53). Sin embargo cuando la incisión de la red cruza una discontinuidad subhorizontal, generalmente una banda de cizalla de la estructura de las, la erosión explota esta zona de debilidad produciendo una sección ancha, de perfil elíptico que se adapta a los límites más resistentes de la discontinuidad. Se generan así perfiles incisivos tipo *key-hole* (caso de *X.Xebas*, figura 4.55.b). También cuando la erosión afecta a una foliación subvertical, se forman conductos de perfil fusiforme asimétrico (caso de *Pozo Cabrón*, figura 4.52.c). La figura 4.60 muestra algunas de las secciones tipo identificadas.

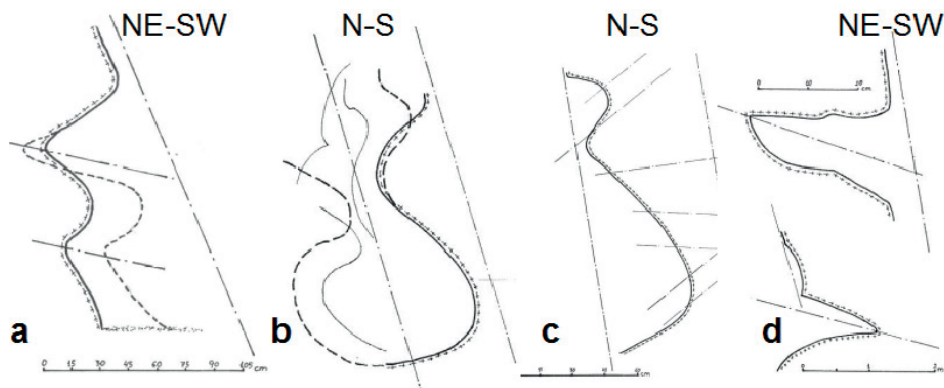


Figura 4.60: Secciones parciales de conductos: (a) dirección guía NE-SW; (b) dirección guía N-S; (c) dirección guía N-S; (d) pequeños *notches* dirección guía NE-SO; (e) dirección guía ONO-ESE. Figuras adaptadas de VAQUEIRO (2007) y VAQUEIRO et al. (2011).

Existen evidencias de paleoniveles dentro de *O Folón*: Por ejemplo, se han identificado marmitas colgadas, parcialmente rotas, y a en distintas cotas del sistema por encima del curso activo. Algunas se sitúan a más de 12 m de altura sobre el fondo del canal. también se han identificado socavaciones en paredes, y que podrían representar tramos de conductos abandonados. En general, en cotas altas, muchas superficies no están pulidas, aparentemente debido a la disgregación de la roca por alteración.



Figura 4.61: Resumen topográfico de las trazas de paleoniveles. Los pasajes desarrollados según direcciones N-S presentan pendientes suaves y los zapamientos laterales se emplazan en bandas de cizalla. Los pasajes desarrollados según NE-SW están asociados a planos de deslizamiento/lajamiento; finalmente los pasajes de dirección WNW-ENE presentan fuertes buzamientos. Figuras adaptadas de VAQUEIRO et al.(2011).

En VAQUEIRO et al. (2011) se estudian este tipo de formas a lo largo de la cueva. En el estudio, además de localizar sobre la topografía las distintas formas fósiles de erosión, y que serían indicativas de la traza de los paleoniveles, se efectúan mediciones de dirección y buzamiento de los planos de discontinuidad (bandas de cizalla, planos de exfoliación, juntas planares horizontales) que definen estos *notches*. Las direcciones de estos tramos coinciden con las de las discontinuidades principales, con la siguiente caracterización: conductos de dirección predominante N-S, asociado a bandas de cizalla de pendiente suave entre 12 y 13°; dirección NE-SO, conductos asociado a planos de exfoliación/deslizamiento con pendiente media entre 30 y 36°; y conductos de dirección ONO-ENE de fuerte buzamiento, con ángulos entre 70 y 85°. El resultado se muestra en la figura 4.62.

A partir de las cotas de las bandas principales se han determinado 4 paleoniveles (L1, L2, L3 y L4) situados por encima del curso activo actual y que hemos denominado L5. El nivel L0 representa el curso primigenio situado en el exterior del sistema. La figura 4.62 muestra cinco secciones transversales de cueva, secciones complejas (VAQUEIRO 2007), elaboradas cada una de ellas en un tramo representativo del sistema. La figura 4.63 muestra una reconstrucción del cañón de *X.Xebas* (sin bloques) señalando los paleoniveles definidos.

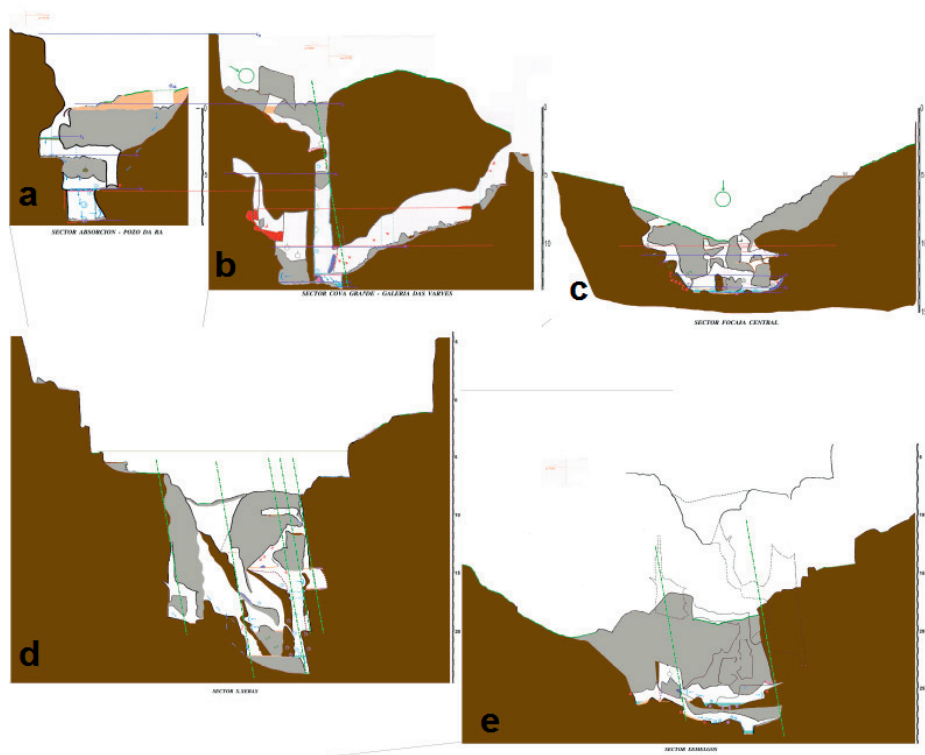


Figura 4.62: Secciones morfológicas del sistema de *O Folón*. Se referencian los paleoniveles del sistema en cinco secciones: (a) *Pozo da Rá*; (b) superposición de *Cova Grande* y *Galeria das Varves*; (c) *Dolina*; (d) *X.Xebas* (superposición de tres secciones); (e) *Xemelgos*. Figuras adaptadas de VAQUEIRO et al.(2011).

Podría considerarse que la dinámica de uno este cañón subterráneo es similar a la de un curso superficial. Pero existe un elemento diferenciador: El confinamiento. Esto presupone que se pueden dar situaciones de sección hidráulica llena, bien por la existencia de una gran avenida, bien por la obstrucción parcial del canal. En tales situaciones la circulación deja de ser vadosa, cambiando el reparto de presiones en la sección y el régimen de turbulencias.

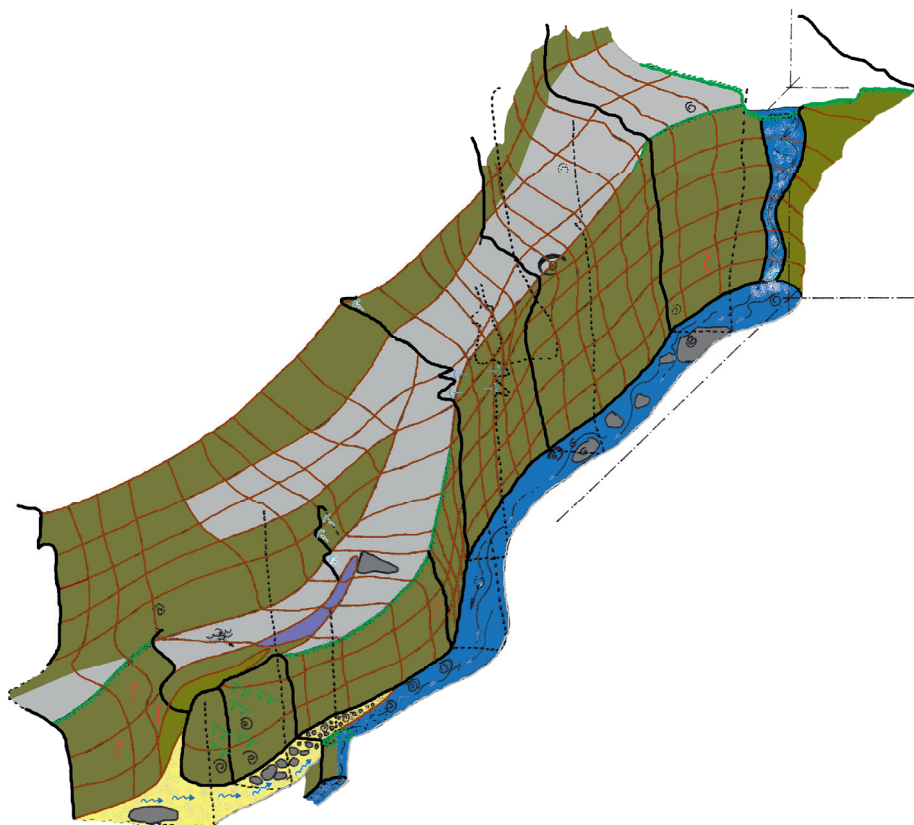


Figura 4.63: Reconstrucción del cañón subterráneo de *X. Xebas* mostrando los cuatro paleoniveles que lo configuran. Figuras adaptadas de VAQUEIRO et al.(2007). Estos paleoniveles son terrazas rocosas colgadas en los laterales del cañón.

4.3.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones

El sistema de *O Folón* presenta varios tipos de depósitos. En los paleoniveles más altos (L1-L2) son depósitos heterogéneos en los que se superponen materiales de diversa naturaleza, predominando restos orgánicos, fragmentos de roca provenientes de cantería, y restos arqueológicos, principalmente fragmentos de vasos cerámicos.

En los niveles medios (L2-L3) aparecen cantos rodados y acumulaciones de gravas. Aparecen también materiales arqueológicos. En los niveles L3-L4 predominan los depósitos fluviales formados por cantos rodados (menos) y principalmente lodos y arenas.

El curso actual (L5) y sus zonas de inundación estacional presenta depósitos de cantos rodados, destacando la presencia de anfíbolitas rodadas en áreas dónde han aparecido útiles líticos trabajados

Como depósitos antiguos destacan: a) los depósitos rítmicos de *Cova Grande*, distribuidos en los extremos de los pasajes definidos en una fractura ONO-ESE, discontinuidad que guió el basculamiento y deslizamiento de bloques hacia la dolina. Estos depósitos se sitúan en cota elevada con respecto al canal activo. Son formas típicas en

ambientes lacustres, por lo que se considera están asociados a un período prolongado de estancamiento. No hay dataciones disponibles; b) la colada y espeleotemas de pigotita situados en la vertiente E de la dolina, especialmente el depósito de *Coral Roxo*. Se localizan en cota de inundación invernal. Los microgours presentan acumulación de arenas lo que sin lugar a dudas señala un cambio de régimen en la circulación del agua en la cueva. A pie de colada se localizaron fragmentos cerámicos atribuidos al Calcolítico-Bronce fosilizados por la pigotita. También en los depósitos del *Laberinto de Superman*. Se dispone de datación de la colada: 1.755 ± 40 cal C¹⁴ yr BP. Son formas actualmente en destrucción y se corresponden con un régimen deposicional incompatible con la circulación turbulenta actual en el sector, principalmente en invierno. Su desarrollo está asociado a aportes muy lentos por tanto anteriores al momento actual.

4.3.8. Génesis y evolución de la cueva

Estas cuevas se desarrollan en la zona vadosa y el curso subterráneo excava un estrecho cañón siguiendo las discontinuidades principales que afectan, al menos localmente, al macizo granítico: SO-NE, N-S y ONO-ESE. Claramente la cueva, como parte de la red de drenaje está fuertemente controlada por la estructura del macizo y por el nivel de base del acuífero.

La formación de la cueva tiene lugar en dos fases: Durante la primera fase, la alteración subedáfica avanza en profundidad a lo largo del sistema de discontinuidades acompañado por la incisión de la red de drenaje (dirigida por movimientos tectónicos, eustáticos o isotáticos). La meteorización de las discontinuidades tipo planos de cizalla produce alteritas que señalan la posición original de las discontinuidades. Durante la segunda fase, las infiltraciones de agua producen la erosión mecánica que evacua las alteritas progresivamente, dejando el conducto libre de obstáculos. Así, la circulación de agua a través de los planos de discontinuidades comienza a ser cada vez más rápida, al tiempo que la erosión contribuye a ensanchar el conducto. Es en esta fase cuando empiezan a formarse otros tipos de formas como acanaladuras de erosión, superficies pulidas, marmitas turbillonares, etc. Una vez existe suficiente espacio vacío, los bloques de roca pueden moverse o caer dando lugar al aspecto actual de la cavidad, donde se mezclan acumulaciones caóticas de bloques con pasajes y conductos estructurales desarrollados a favor de estas discontinuidades principales.

La estabilidad de los conductos está determinada en primer lugar por los sistemas de fracturas que afectan a los bloques que conforman las bóvedas, la orientación de las discontinuidades con respecto al eje del conducto, y las características intrínsecas del material. En este sistema no hay muchos espacios con luz (espacios abiertos) amplia. En general el espaciamiento entre discontinuidades es de orden métrico. Donde se producen salas amplias, los techos no son continuos, si no que se presentan como bloques rotos o acumulaciones de bloques acodados entre sí.

A partir de los niveles identificados, y teniendo en cuenta las superposiciones de los distintos deslizamientos (VAQUEIRO, 2007) propone una posible secuencia en la evolución de la cueva (ver figura 4.64). El sistema se habría desarrollado sobre una paleosuperficie de edad pliocuaternaria.

El evento más crítico en esta cueva sería el gran colapso de la dolina por encima del *Pozo de la Cascada*. Existen dos procesos sedimentarios vinculados con el colapso que resultan incompatibles con procesos de circulación turbulenta, y que ambos se presentan actualmente en proceso de destrucción: Los depósitos de pigotita y las ritmitas de *Cova Grande*.

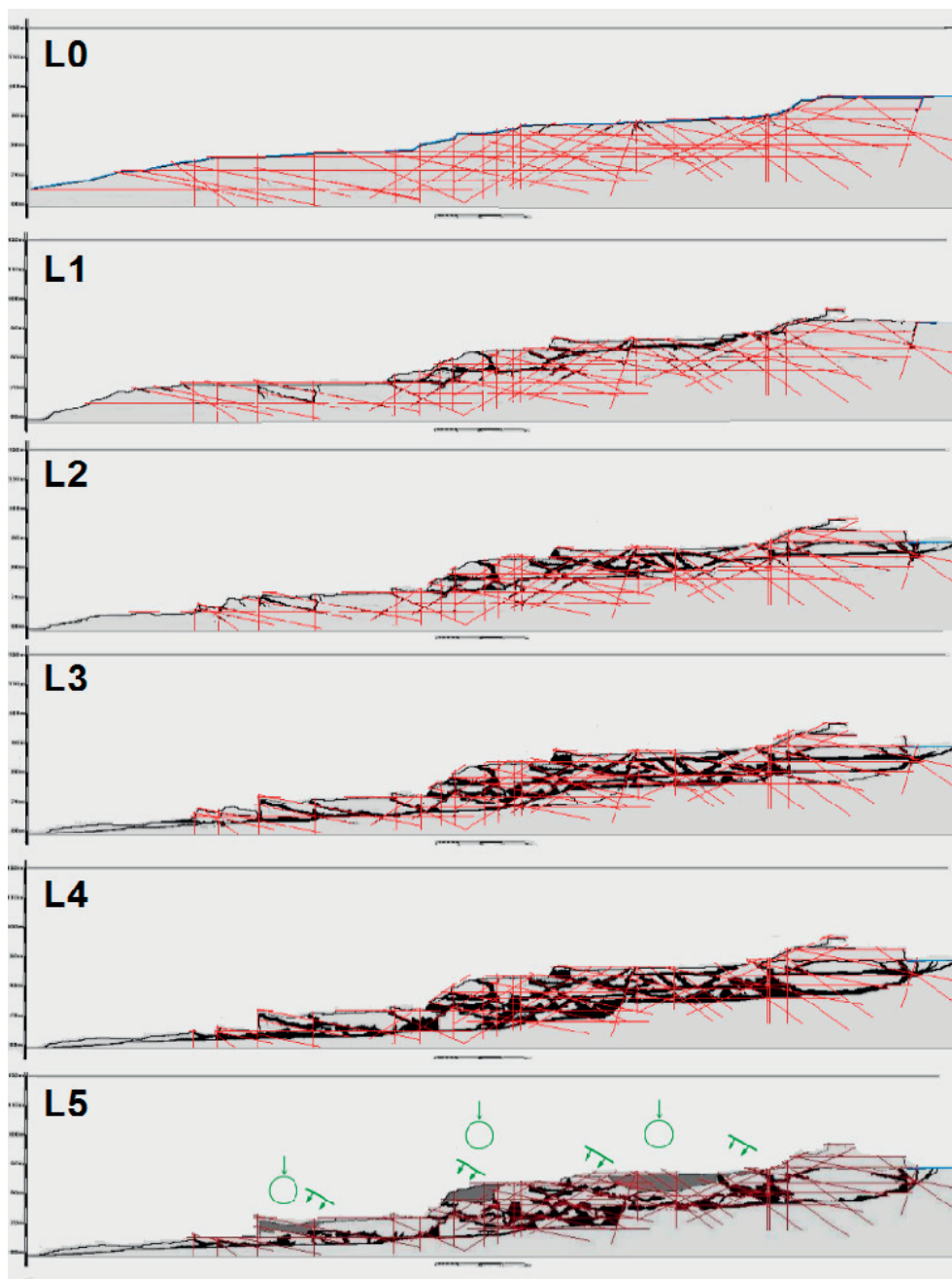


Figura 4.64: Modelo de evolución subterránea del curso de A Rega a partir de una superficie de edad Plio-Cuaternaria. Secuencia construida por superposición de los sucesivos paleoniveles identificados teniendo en cuenta la distribución de familias de discontinuidades y disposición de los fragmentos de paleoconductos. Figuras adaptadas de VAQUEIRO et al. (2007).

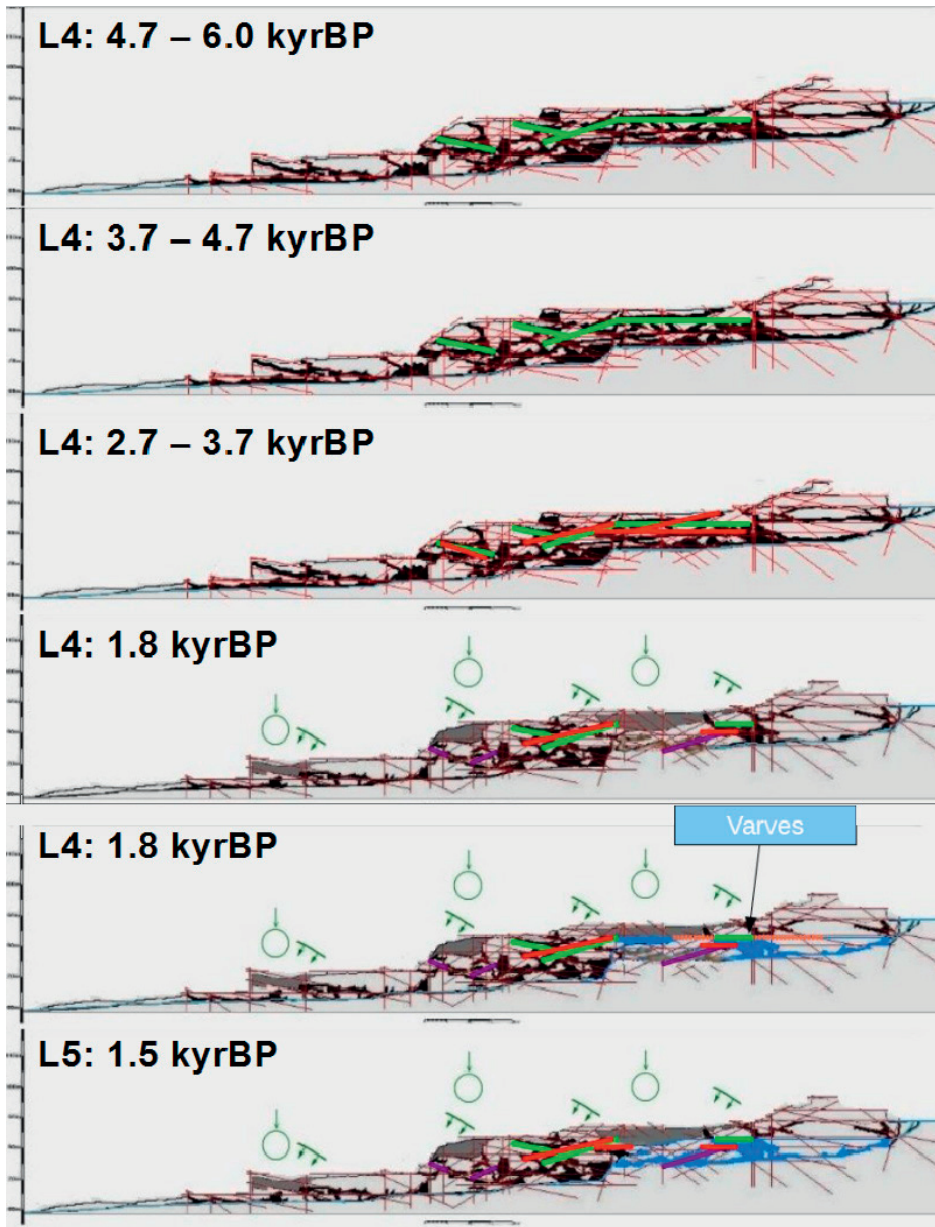


Figura 4.65: Modelo de evolución subterránea del curso de A Rega en el Holoceno. Secuencia construida a partir de los materiales correspondientes a cada horizonte de ocupación, y a la disposición y dataciones de las formas deposicionales más importantes. Los horizontes correspondientes al Neolítico y Calcolítico aparecen centrados en las mismas zonas. El horizonte correspondiente al Bronce se superpone parcialmente con los anteriores pero tiende a aparecer en el paleonivel subyacente.

Debido a la carencia de más dataciones, y dependiendo ambos de procesos de circulación lenta (ritmitas) y muy lenta (pigotita), se asume son formas producidas en la fase de post-colapso de la dolina. Por otro lado los distintos horizontes de uso-ocupación de la cueva parecen concentrarse preferentemente en unos u otros paleoniveles, y pasan a mezclarse en las zonas colapsadas, quedando incluso fosilizados por el crecimiento de los espeleotemas.

Con estos datos se ha construido una posible secuencia que detalla de la evolución de la cueva en el Cuaternario reciente. Ver figura 4.65.

4.4. Sistemas estructurales con grandes cursos subterráneos: El sistema de Albarellos

El sistema de *Albarellos* es una cavidad estructural desarrollada en la intersección de dos estructuras de lájas con buzamiento convergente al centro del canal, discontinuidad a través de la que se captura y drena bajo tierra al río Avia. La surgencia de este sistema se localiza dentro del embalse de Albarellos quedando sumergida o emergida en función del nivel de carga del embalse. Generalmente la surgencia de la cueva resulta inaccesible cuando el nivel de carga supera el 25%. El nivel máximo de agua en este embalse, cota de coronación, es de 265 m.a.s.l. (DEL HOYO, 1979)

Por debajo del 25% de nivel en el embalse, el sistema de *Albarellos* presenta un curso subterráneo transitable prácticamente en su totalidad con un desarrollo de 295 m y -36 m de desnivel.

De todas las cuevas estudiadas es la que presenta el curso más caudaloso y energético, lo que se ve reflejado en el desarrollo de las grandes formas de erosión que lo caracterizan.

4.4.1 Localización

El sistema de *Albarellos* se localiza en Beresmo, parroquia del ayuntamiento de Avión (provincia de Ourense), GWS84 UTM 29T 562.686 4.694.251, en la desembocadura del río Avia en el embalse de Albarellos.

4.4.2. Marco geológico

Todo el sistema está desarrollado en una granodiorita precoz, si bien el sistema se emplaza en el límite de una granodiorita en contacto con una cuarcita (s.l.) del Precámbrico con metamorfismo de contacto, y con un complejo del Ordovícico Inferior formado por micaesquistos grises y verdes albiticos, cuarcitas con metamorfismo de contacto y anfibolitas con metamorfismo de contacto. (MAGNA 50-186, IGME).

La disposición de las bandas de estos complejos metamórficos son paralelas al eje medio del cañón, situándose principalmente en la vertiente NE del valle. Se ha efectuado un recorrido de las vertientes trazando con GPS el límite visible de las rocas plutónicas (ver figura 4.66.a).

Se trata de una granodiorita intrusiva (memoria MAGNA 50-186, IGME) de contactos netos con las series metamórficas adyacentes, que conforma un macizo de forma alargada y que es paralelo en líneas generales a la dirección de las principales formaciones y estructuras regionales.

Se caracteriza por su gran riqueza en biotita, por la presencia de megacristales de feldespatos, y por la pobreza en minerales neumatolíticos e hidrotermiales. El macizo está cruzado por numerosos diques ácidos, aptos fundamentalmente.



Figura 4.66: Sistema de *Albarellos*: (a) Límite topografiado para el afloramiento del plutón. La graniodorita dónde se emplaza la cueva se sitúa al S de la línea roja; (b) proyección KML del modelo 3D del sistema. El modelo usado incluye los canales de superficie. Las figuras se han elaborado como capas sobre las ortoimágenes cortesía de Google Earth.

Adopta una disposición longitudinal ya que parece estar emplazada a favor de una zona de debilidad, probablemente una falla, de importancia regional, a la que cicatriza. Presenta una orientación general de las biotitas debida a la acción de la 3ª fase de deformación con una disposición aproximada de N160°E. Esta dirección coincide con la dirección general NNO-SSE del cañón y sistema estudiado.

4.4.3. Topografía morfológica

La topografía de *Albarellos* no se ha podido completar dentro de esta Tesis. Es una cavidad complicada de trabajar y cuyo acceso, además, está condicionado por el caudal del río y por el nivel del embalse que sumerge parte de la cueva. Con un nivel de embalse superior al 25% el cañón subterráneo se ve parcialmente sumergido, resultando prácticamente inaccesible en su totalidad con niveles por encima del 45%.

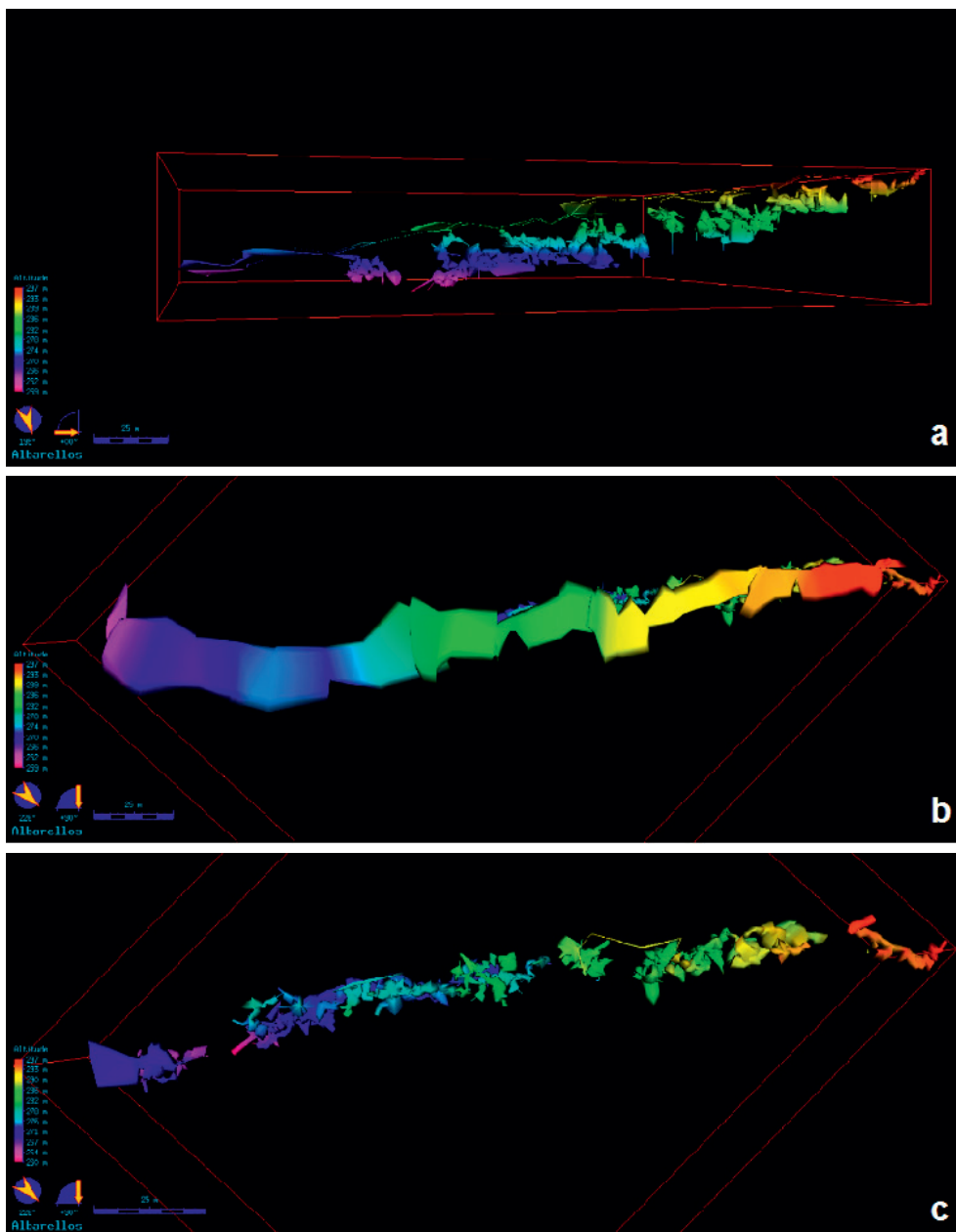


Figura 4.67: Modelo tridimensional del sistema de *Albarellos* en su estado actual de desarrollo: (a) Vista alzado. Las líneas delgadas verticales son lecturas telemétricas con las que se ha aproximado el fondo del canal o de alguno de sus paleoniveles en tramos no accesibles; (b) vista en planta incluyendo el nivel superficial de bloques que rellena la vaguada; (c) vista en planta ocultando el nivel superficial de bloques. La línea delgada amarilla es la poligonal de superficie utilizada para ensamblar los fragmentos topográficos.

Se han topografiado aproximadamente los $\frac{2}{3}$ del canal y cañón subterráneo, y casi todos los paleoniveles accesibles vinculados al cañón. El proyecto topográfico se inició en 2.013, y hasta la fecha el desarrollo total topografiado es de 839 m con un desnivel entre el sumidero y la surgencia es de -36 m.

En este proyecto topográfico se ha priorizado el modelo tridimensional (ver figura 4.67) sobre la preparación de las láminas morfológicas. Ello es debido a los cortes topográficos producidos por la discontinuidad en los trabajos ante tramos inundados o con presencia de aguas bravas. El proyecto en su estado actual incluye 18 tramos topográficos, con un total de 1.268 m de mediciones realizadas sobre una red de 871 estaciones de medida. En base a los datos topográficos, la cavidad presenta una inclinación media de 30°, con un diámetro medio de pasaje de 2,6 m. El volumen topografiado se estima en 5.824 m³, y la distancia proyectada entre el punto más alto en el sumidero y la surgencia es de 265 m.

Esta cavidad se ha topografiado íntegramente con LaserRange AC1000, calibrado *in situ*, y otros equipos de telemetría láser de lectura combinada. En algunos tramos la topografía se realizó con reflexión directa y en otros, por dificultades en la reflexión, se hizo uso de una diana de 200 mm.

4.4.4. Descripción del sistema

El canal activo es único y continuo. Existen varios saltos estructurales a lo largo del mismo que modifican sustancialmente el paisaje subterráneo y que coinciden con escalonamientos en el canal de superficie.

En base a estos escalonamientos, pero atendiendo a la morfología específica del canal subterráneo hemos dividido el sistema en tres grandes sectores. Se describen todos ellos considerando el espacio subterráneo “a cueva vacía”, esto es con un caudal inferior a los 2.400 l/min y con un nivel de embalse por debajo del 24%.

Sector del Sumidero (figura 4.68)

Es uno de los sectores más trabajados debido a que está menos afectado por el nivel del embalse durante el período estival. Se extiende desde los sumideros hasta un importante salto estructural que se refleja en la verticalización del cañón superficial, preservando los paleoniveles de cueva en las vertientes de la vaguada.

El *Sumidero del Avia* se configura como un canal inciso y estrecho que captura y drena bajo tierra al río Avia. Se presume el sumidero original del sistema se situaba en el extremo O de la *Galería de las Raíces*. La caída de bloques provenientes de ambas vertientes (figura 4.69.a y 4.70.a) ha cubierto la cabecera de este cañón, modificando la circulación superficial.

Superficialmente se observa dos movimientos de bloques que afectan al sumidero: Uno proveniente de la vertiente norte y que cubre el canal, y otro que actualmente se manifiesta, bajo tierra, como un deslizamiento progresivo de bloques y lajas de la vertiente sur (ver figura 4.71.a), modificando progresivamente la *Galería de las Raíces*.

Actualmente existen dos sumideros permanentes: Uno en forma de pozo (P-8) y que actualmente drena el volumen principal formando una cascada (figura 4.71.b). Se caracteriza por un gran bloque con marmitas (ver figuras 4.69.b y 4.70.b), en posición no primaria, y que lo corona; el segundo sumidero está asociado al drenaje a través de la *Galería de las Raíces* convergiendo con el P-8 en un único canal encañonado.

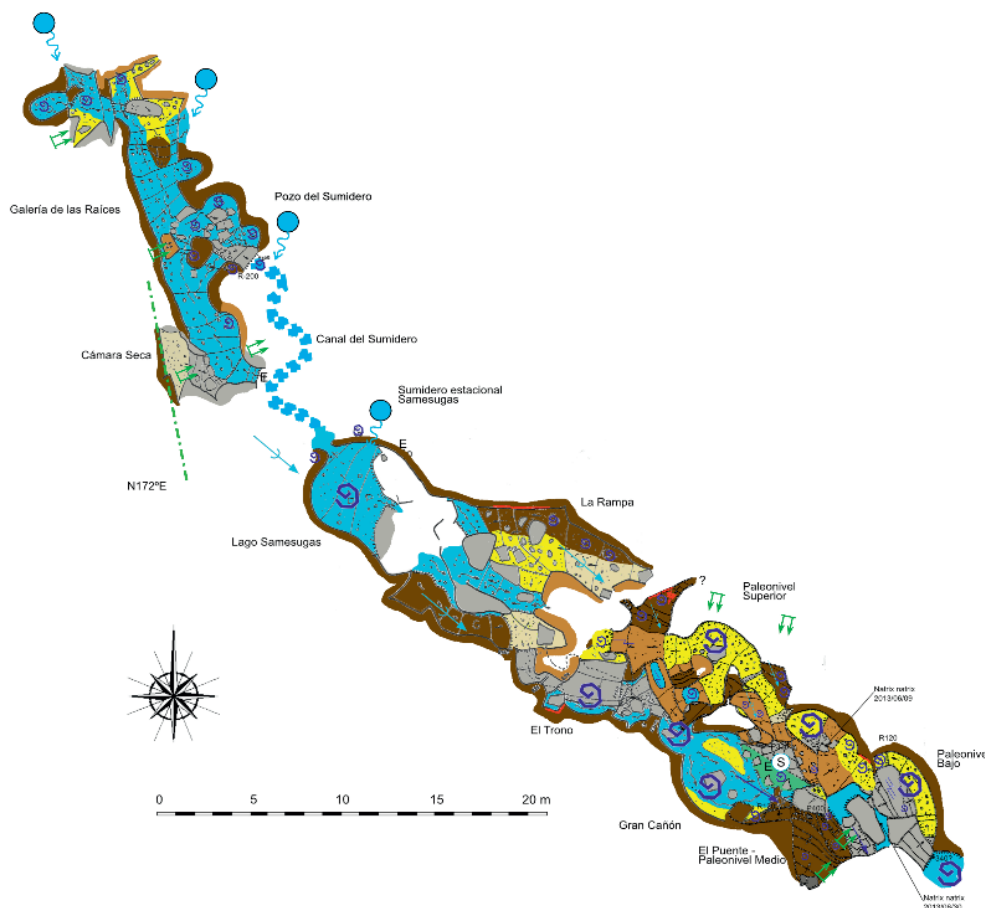


Figura 4.68: Topografía morfológica del sector del Sumidero.

La *Galería de las Raíces* es una galería lineal de orientación NNO-SSE que conecta en su extremo sur, lateralmente, con el canal principal. Las marmitas se circunscriben a las paredes continuos que delimitan este pasaje. Existen varias fisuras abiertas de dirección aproximadamente normal al eje de la galería de dirección SO-NE y SSO-NNE. Tiene un desarrollo total de 43 m, una pendiente media de $-21,6^\circ$, con diámetro medio de pasaje de 1,2 m. Con respecto al sumidero estacional, desciende $-7,8$ m hasta la base de la cascada del P-8. El techo está formado por grandes bloques colgados sobre los que circula parcialmente el curso superficial del Avia, que se infiltra por varios sumideros estacionales. El suelo parcialmente es sustrato pulido con desarrollo de pequeñas formas de erosión. En algunas áreas se forman depósitos de cantos rodados de tamaño decimétrico.

En la base del P-8 se inicia un canal serpenteante y de paredes pulidas que progresa hacia SSE. Aproximadamente a 11 m de la base del P-8 desemboca en una sala amplia (*Sala Samesugas*, ver figura 4.72) cerrada al SE por un derrumbe que corta parcialmente la salida del agua formando así un represamiento de agua de unos 5 m de diámetro y que ocupa toda la sala. Mantiene inundado el canal del sumidero, razón por la que no se ha podido topografiar.



Figura 4.69: Sector *Sumidero* en superficie: (a) Bloques de gran tamaño en posición inestable sobre el sumidero; (b) vista del sumidero con las primeras lluvias de otoño. El bloque con marmitas de la izquierda cubre el pozo P-8 por dónde se drena el volumen principal del Avia. Los bloques del fondo tapan el cañón subterráneo en la *Sala Samesugas* y dan lugar a varios sumideros estacionales.

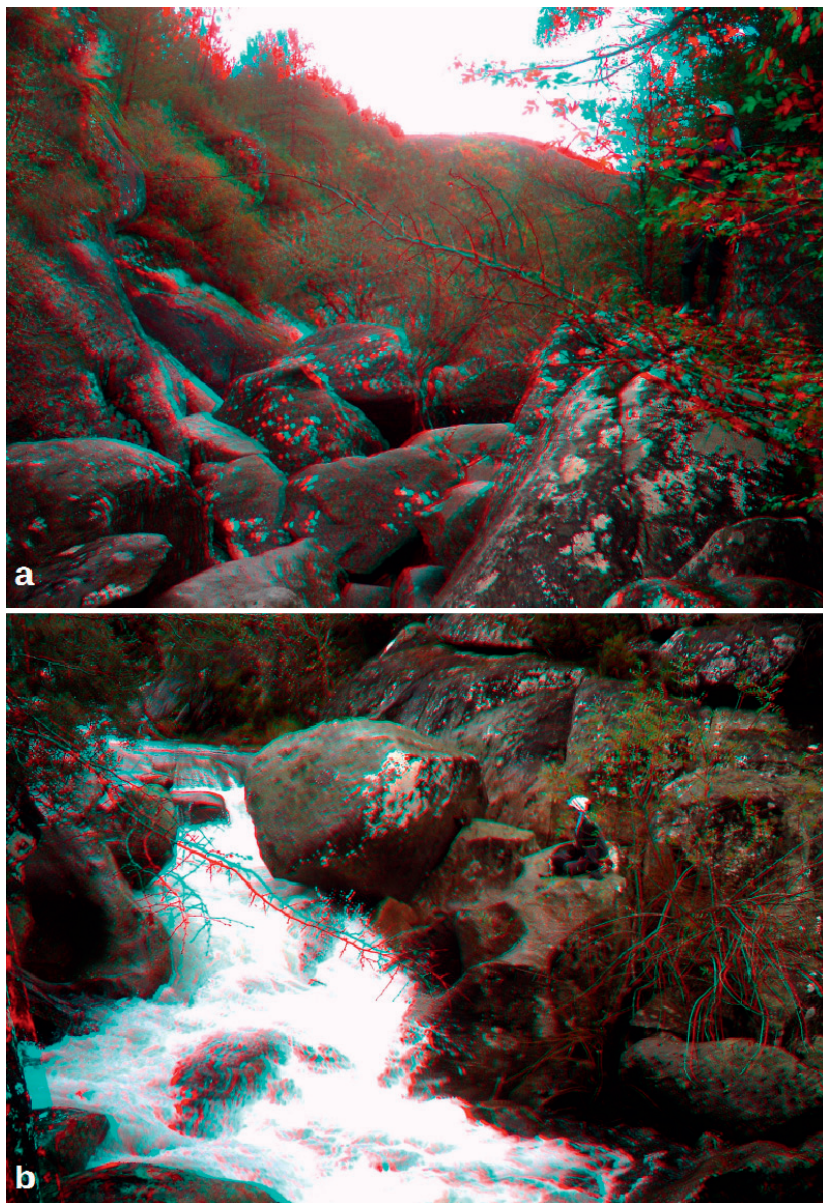


Figura 4.70: Sector *Sumidero* en superficie. Imágenes anaglifas rojo-cíán: (a) Bloques caídos desde la vertiente N y caídos y deslizados en la vertiente S; (b) vista del sumidero al principio de invierno. El bloque con marmitas sobre el que descansa el espeleólogo cubre el pozo P-8 por dónde se drena el volumen principal del Avia. A la izquierda, prácticamente sumergida, se encuentra la entrada-sumidero a la *Galería de las Raíces*.

Al salir de esta sala, el curso evoluciona en dirección aproximada NO-SE. La cueva se divide en dos zonas con morfología muy diferente: Al E arranca una rampa de roca ascendente que parece definir el principal paleonivel de este sector. La pared N de este área es un escarpe de roca sobre la que se han identificado pequeñas costras y formas de erosión colgadas. El curso desaparece en la base de esta rampa entre grandes bloques. Contra la vertiente S, se puede descender entre los bloques, siguiendo el límite del cañón. Se accede a una nueva sala, *El Trono*, de unos 4 m de ancho, caracterizada por las grandes marmitas rotas que la delimitan. Parte del colapso entre *Samesugas* y *El Trono* estaría relacionado con la rotura de las marmitas basales en el escarpe del cañón, y que habrían provocado el rejuego de los bloques apoyados en ellas. En la pared S se han identificado restos de coladas de pigotita, muy erosionadas. El suelo está formado por bloques grandes, de diverso tamaño, bloques rotos de superficies pulidas que rellenan el canal, elevando la cota de circulación del río lo que da lugar a una cascada no estructural y que da acceso al *Gran Cañón*. Solamente se han topografiado 78 m de este cañón, incluyendo el tramo de *El Trono* y parte del *Paleonivel Superior*.

Localmente el *Gran Cañón* alcanza los -19,4 m de profundidad con respecto a superficie. Es un canal estrecho de traza sinuosa y paredes pulidas. El canal atraviesa numerosas marmitas de gran diámetro (4,6 m) provocando su coalescencia. El fondo del canal está formado por bloques de gran tamaño que localmente elevan el curso provocando pequeños saltos de aguas entre marmitas adyacentes (ver figuras 4.74.a y 4.74.b). Algunas marmitas tienen la salida reducida lo que provoca la acumulación de cantos rodados, y también de gravas en su interior, enterrando así los grandes bloques caídos. La cueva alcanza los 11,5 m de altura (ver figura 4.75), y presenta marmitas coalescentes y tubificaciones (*tunnel or second order pot-hole*) enlazando marmitas en varias alturas. La pendiente media entre extremos topográficos es de -30,7 m y el diámetro medio de pasaje es de 3,3 m.

Se han identificado al menos tres paleoniveles colgados, dos de ellos superpuestos. Las secciones topográficas (ver figura 4.76) permiten concretar las relaciones espaciales entre estos niveles. Se observa así como existen marmitas escalonadas y rotas que definen un nivel varios niveles no incisos situados a más de 9 m de altura sobre el fondo del canal. Estos niveles actualmente se reactiva por influencia del nivel del embalse en los momentos de grandes avenidas. También se han formado niveles colgados, asociados a formas de erosión, donde grandes bloques han caído en el estrecho cañón generando un falso piso que hace de puente entre ambos lados del canal.

El *Paleonivel Alto* tiene un desarrollo total de 37,6 m con una pendiente media de -29°. El diámetro medio del pasaje es de 1,8 m y desciende un total de 5,7 m. El *Paleonivel Medio* discurre bajo el *Paleonivel Alto*, pero ligeramente desplazado hacia el centro del canal. Tiene 35,3 m de desarrollo con un diámetro medio de pasaje de 1,7 m. En su extremo SE da acceso a unos bloques caídos en mitad de la vertical del cañón y que configura un paso llamado *El Puente-6*, tramo colgado de 10,7 m de desarrollo y situado aproximadamente en cota del *Paleonivel Medio*, desde el que se accede con técnica de cuerda (descenso de -5,7 m) al *Paleonivel Bajo* o nivel *N. Natrx*.

Este último paleonivel tiene un desarrollo de 24,9 m. Está formado por un conjunto de grandes bloques “colgados” que hacen de puente (*Puente-II*) entre las paredes del cañón y sostienen los depósitos fluviales acumulados en esa cota dentro de las grandes marmitas que perfilan el canal. Ver figura 4.78.

Debido a las aguas bravas presentes en el cañón, y las dificultades de acceso, no se ha podido completar la topografía de este sector.



Figura 4.71: *Galería de las Raíces*: (a) Avanzando en dirección NNO desde la entrada de uno de los sumideros estacionales. Puede apreciarse el deslizamiento de los bloques situados a la izquierda. El agua circula en un canal en roca de paredes continuas; (b) vista de la cascada del P-8 (detrás del espeleólogo).

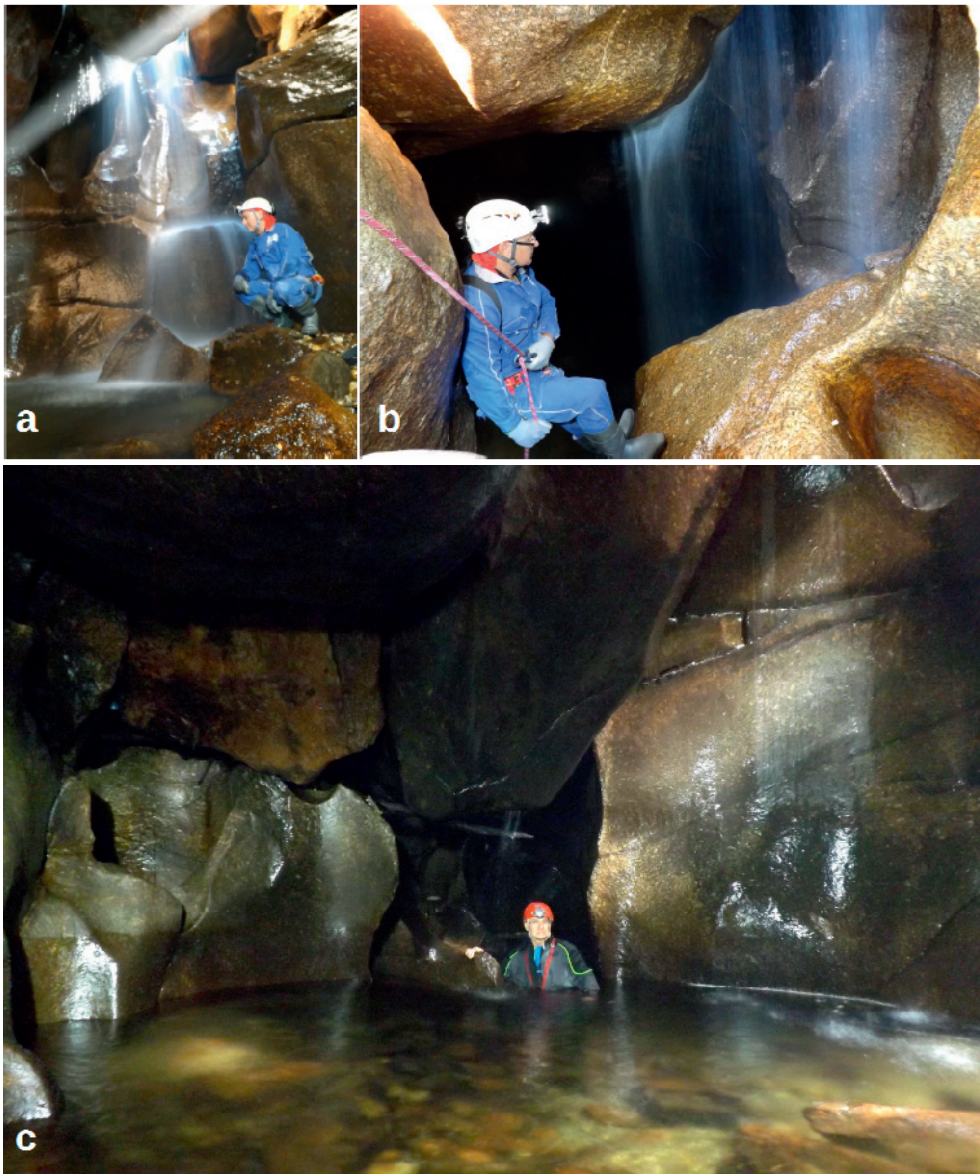


Figura 4.72: Sector *Sumidero* - *Sala Samesugas*: (a) El agua que proviene de los sumideros estacionales descendiendo a través de marmitas esalonadas en la vertiente N; (b) en esa pared existe un nivel colgado de formas de erosión situado a +4 m sobre el fondo del canal. Algunas de estas marmitas están completamente enterradas y solamente se han podido identificar por pequeñas aperturas (roturas o túneles) en sus paredes; (c) embalsamiento de la *Sala Samesugas* en período estival. Detrás del espeleólogo se sitúa el canal que proviene del sumidero (P-8). La sala está formada por una marmita de gran tamaño en su base, aunque las paredes a media altura muestra un anillo de marmitas coalescentes de menor tamaño. A la izquierda del espeleólogo la pared del cañón está rota y los bloques presentan deslizamiento hacia el centro del canal. Esta rotura se ha correlacionado con el basculamiento y deslizamientos observados también en la *Galería de las Raíces*.



Figura 4.73: Sector *Sumidero* – *Entrada Gran Cañón*: (a) Entre los bloques caídos de la vertiente NO aparecen formas de erosión rotas, no siempre en posición primaria; (b) contra el centro del canal los bloques son de grandes dimensiones y entre ellos se abren accesos verticales que permiten el descenso al cañón subterráneo; (c) rampa de arranque de la terraza rocosa que define el *Paleonivel Alto* en la salida de *Samesugas*. Las superficies de algunos bloques presentan formas cóncavas pulidas que han sido interpretadas como *onglets* (huellas de impacto) en unos casos, y como fragmentos de formas de erosión rotas en otros; (d) *El Trono*: El colapso de este tramo podría deberse a la rotura a compresión o cortadura de las formas de erosión enterradas bajo los grandes bloques.

El proyecto topográfico del sector *Sumidero* se retomó en la zona de "*Arenas Movedizas*" en el sector *Gigantes*. Entre el *Gran Cañón* y *Gigantes* se ha localizado una cueva aislada, denominada "*El Enlace*", situada sobre el cañón y que termina en un pozo que permite el descenso al tramo no topografiado.

Esta cueva tiene 61 m de desarrollo y termina en un pozo de 7 m que desciende hasta un nivel rocoso colgado sobre el cañón. El nivel del embalse y la carga del acuífero no han facilitado el descenso del pozo, que se ha dejado sin equipar. Apparently the lower level of *El Enlace* is a room of about 11 m² limited by the two walls of the cañón, for which it is supposed that the floor, formed by accumulations of rounded pebbles of centimetric size and sands, is a false floor developed over blocks hanging over the cañón. No se ha podido evaluar la estabilidad de este piso ni de las galerías próximas.



Figura 4.74: Sector *Sumidero* – *El Gran Cañón*: (a) Cascada no estructural de salida de *El Trono*. Puede apreciarse como el cañón se ha rellenado de bloques de tamaño medio, falseando la cota del canal. Tras descender la cascada se accede a una marmita de 5 m de diámetro; (b) a lo largo del cañón se suceden grandes marmitas verticales, bien centradas, bien desplazadas con respecto al centro del canal, enlazadas a través de pasos estrechos y formas de menor potencia; (c) vista de la primera marmita del *Gran Cañón*. Fotografía tomada a 9 m de altura sobre el fondo del cañón con el acuífero a media carga.



Figura 4.75: Sector *Sumidero* – *El Gran Cañón*: Las marmitas que definen el cañón están cubiertas de bloques. Mediante telémetro láser se han llegado a medir alturas de hasta 11,5 m. Los bloques suspendidos al fondo de la fotografía configuran el puente rocoso que da acceso al *Paleonivel Bajo*. Puede apreciarse el desarrollo de túneles (*second-order pot-holes*) que permiten el enlace entre marmitas.

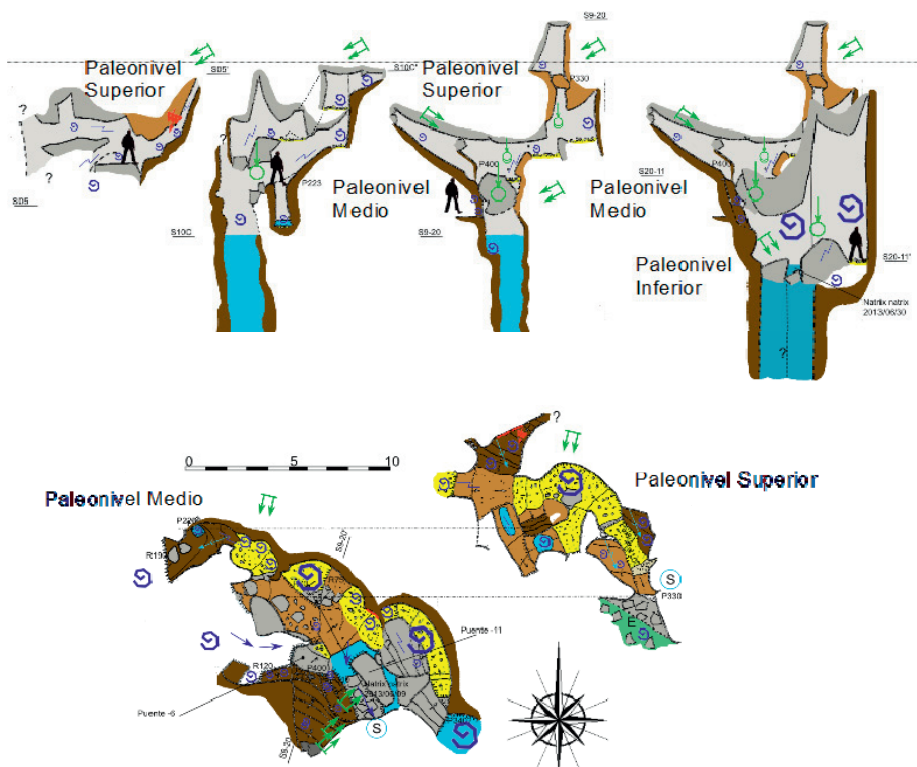


Figura 4.76: Desglose de los paleoniveles del *Gran Cañón*. Las secciones detallan únicamente el tramo correspondiente a los paleoniveles. El Paleonivel Superior es una rampa con inclinación al NO, convergiendo con "La Rampa" de *Samesugas*.

Sector Gigantes (figuras 4.80 y 4.85)

La figura 4.79 (anaglifa) ha sido elaborada con fotografías tomadas desde el escalón estructural que separa los sectores de esta cueva. La marmita desarrollada en el escarpe del cañón (fotografías 4.79.a y 4.81.c) coincide en cota con el *Paleonivel Inferior* descrito en el sector del *Sumidero*.

El sector *Gigantes* debe su nombre al tamaño de las marmitas localizadas en los paleoniveles, y que presentan dimensiones considerables. Estos paleoniveles son generalmente tramos de curso colgados en la zona alta del cañón subterránea y localizados contra la vertiente N, aunque también se configuran como niveles sustentados sobre bloques caídos. Son niveles de cierto desarrollo y que abarcan el ancho del cañón. Ver topografía morfológica en la figura 4.80.

El curso subterráneo entra en el sector *Gigantes*, en el *Canal S.Roque*, de marcada dirección NNO-SSE y N-S, formando un salto de pequeña entidad que deja colgado el paleonivel inferior de la galería *Arenas Movedizas*, que circula paralelo al canal y también ajustado a las direcciones antes indicadas.



Figura 4.77: Sector *Sumidero* – *El Gran Cañón*: Fotografía del cañón a media carga acada desde *El Puente-6*, en el *Paleonivel Medio*.



Figura 4.78: Paleoniveles del *Gran Cañón*: (a) *Paleonivel Superior* en su enlace con el curso que viene de *Samesugas*. Se abre un pozo que desciende sobre *El Trono*. Destacan los bloques deslizados desde la izquierda (vertiente S), pasando por encima del cañón hasta apoyar sobre el lateral derecho (vertiente N); (b) *Paleonivel Inferior*. A la izquierda bloques caídos que conforman parte del *Puente-11*. Entre los bloques caídos y las grandes marmitas del cañón se acumulado materiales formando un depósito colgado. El canal activo se sitúa unos 5 m por debajo de este nivel.

Este canal está caracterizado por su verticalidad (ver figura 4.82), y por la presencia de un represamiento profundo (más de 4 m de profundidad) asociados a un colapso relativamente reciente debido al derrumbe de un tramo de canal con zapamiento basal. El colapso corta la salida del canal *San Roque* represando y elevando localmente el nivel del curso. Parte de la caída de bloques son roturas aisladas en la pared del cañón, desprendimientos de bloques/lajas que han rotado hacia el centro del canal. Esto provoca una circulación meandriforme a nivel local. El pasaje tiene un desarrollo de 29.4 m con un buzamiento medio de 23.3° y salva un desnivel de 4.6 m. El diámetro medio del pasaje es de 3.5 m.

A principios de 2016 se desobstruyó un paso sifonado que da continuidad al canal en el pasaje *Jessi-31*. Mantiene la morfología del canal *San Roque*, y se desarrolla formando un nivel rocoso de canal profundo (no se ha determinado la profundidad del canal), apreciándose formas de erosión sumergidas. El canal vira ligeramente al E evolucionando ONO-ESE. La galería también presenta formas de erosión colgadas en varias cotas. Este pasaje termina en un sifonamiento que surge posteriormente en la base de *Pozo Maravillas*. El tramo tiene un desarrollo de 22.7 m, con una pendiente media de -14 m. El diámetro medio es de 2.3 m y salva un desnivel de 4.1 m.

El paleonivel de *Arenas Movedizas* tiene salida vertical al *Laberinto*, sala que conforma un nivel de cierta amplitud y que se extiende por encima y a los lados del cañón subterráneo. Se pueden observar dentro de la sala deslizamientos de grandes lajas a favor de los planos de foliación del macizo en su vertiente S. Son bloques de rotura fresca y poca erosión superficial. También se aprecian movimientos y caída de bloques provenientes de la vertiente N, con un marcado movimiento vertical. Se han topografiado 77.9 m de desarrollo total en los paleoniveles de *Arenas Movedizas*. Presenta una estructura laberíntica formada por bloques redondeados y angulosos, si bien en algunos tramos se puede observar la superficie de roca con formas de erosión aisladas de tamaño métrico.

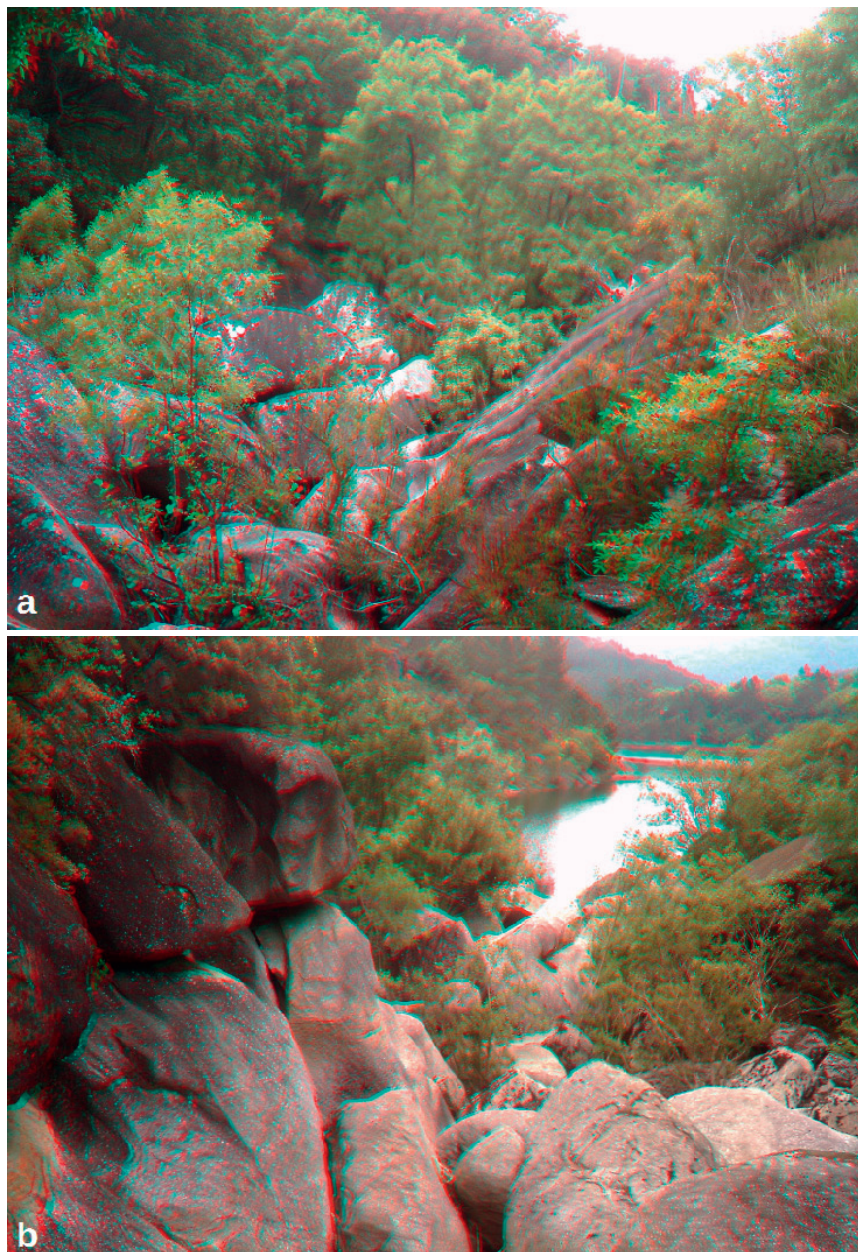


Figura 4.79: Paleoniveles exteriores: Un gran salto estructural divide y separa topográficamente los sectores de *Sumidero* y *Gigantes*: (a) Acumulaciones de bloques caídos en las proximidades de la separación de ambos sectores; (b) desde la parte superior de escarpe se aprecian formas de erosión desarrolladas en la pared del cañón contra la vertiente N. Cuando el embalse está lleno y se producen avenidas, el sistema desborda reactivando muchas de estas formas colgadas. La base de esta marmita se sitúa a más de 14 m de altura sobre el fondo del canal subterráneo.

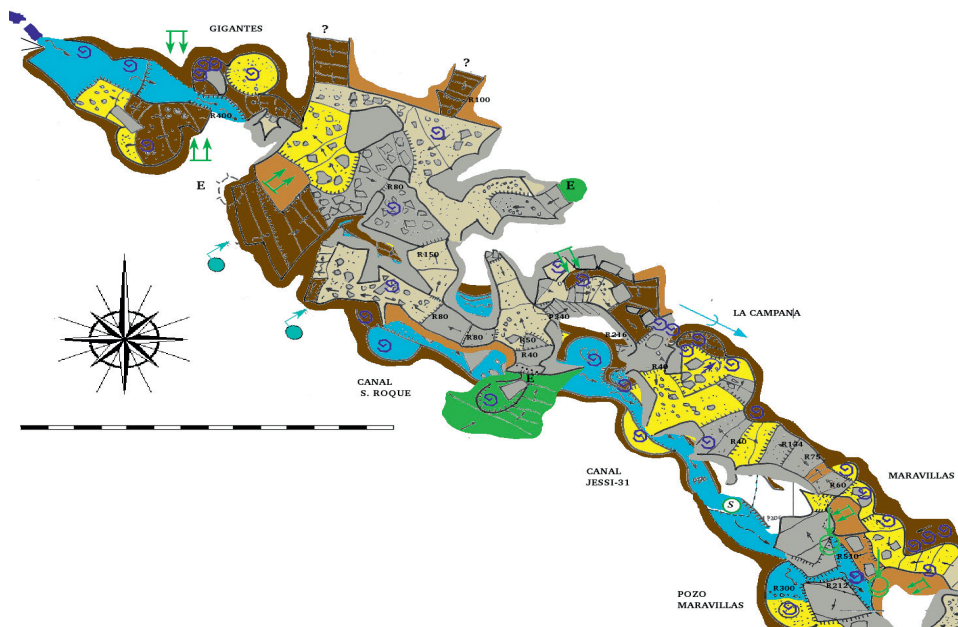


Figura 4.80: Topografía morfológica del sector *Gigantes*.

El tramo de cueva salva un desnivel de 11,4 m con una pendiente media de $28,5^\circ$, aunque está condicionado por la existencia de un pozo fraccionado que desciende desde la superficie. El diámetro medio de pasaje es de 2,1 m.

Cerca de la boca inferior de *Arenas Movedizas* se ha instalado un pozo fraccionado en dos tramos, que desciende hasta *Gigantes-La Campana-Maravillas*. El tramo de cavidad evoluciona también según NNO-SSE y N-S, aunque topográficamente no son las direcciones predominantes. Ello es debido a que la estructura presenta deslizamientos a favor del canal, favoreciendo la aparición de pasajes normales al canal (aperturas de discontinuidades trasversales) de cierta entidad.

Gigantes tiene un desarrollo de 33 m, con un diámetro medio de 2,6 m. Su pendiente media es de $31,2^\circ$, debido a que parcialmente es un tramo muy verticalizado. El desnivel total del tramo (con referencia a su punto más alto es de -11,5 m. Una de las primeras salas de esta zona es *La Campana*, área caracterizada por las marmitas desarrolladas en la pared N y en el techo, de forma acampanada (ver figura 4.83.a) y sobre las que apoyan los bloques caídos de la vertiente. Estas marmitas tienen su continuidad en superficie, en el exterior de la cueva. Una de las que se conserva presenta traza de rotura a lo largo de un plano de discontinuidad, posiblemente inducido por los esfuerzos de cortadura a los que está sometida por lo bloques que apoyan sobre la forma. El colapso del sustrato modelado por marmitas y marmitas coalescentes parece configurar varios movimientos grandes de bloques.

Maravillas presenta tres niveles distribuidos en 14,5 m de desnivel vertical y centrados en el canal principal. El nivel superior, *Vía del Jabalí*, es un nivel colgado en el que aparecen numerosas formas de erosión en el afloramiento rocoso, pero también en bloques aislados que no se encuentran en posición primaria (figura 4.83.b).



Figura 4.81: Paleoniveles del sector *Gigantes*: Pozo fraccionado que da acceso al *Laberinto de Arenas Movedizas*; (b) marmita situada sobre un paleonivel que discurre paralelo al *Canal San Roque* a +6 m de altura sobre el fondo del canal. La marmita hace de pozo (P-3.5) enlazando el *Laberinto* con la terraza rocosa que define el paleonivel. El relleno de estas marmitas no está asentado, y cede fácilmente al pisarlo, lo que supone un serio peligro; (c) marmita exterior relacionada con *La Campana* y *Pozo Maravillas* (ver figura 4.79.b); (d) *Pozo Maravillas*: Este pozo es una marmita de más de 4 m de diámetro. La foto está sacada desde la cabecera del pozo, en un lateral formado por la caída y acumulación de grandes bloques.



Figura 4.82: *Canal San Roque*: Fotografía tomada desde un pasaje N-S oblicuo al cañón NO-SE. En la pared opuesta pueden verse las discontinuidades subverticales que definen este pasaje. Este tipo de discontinuidades se presentan como rampas que descienden hacia el canal, sobre las que pueden desarrollarse marmitas coalescentes y escalonadas de diversa entidad. La estabilidad del lateral del cañón depende de la resistencia a compresión y cortadura de muchas de estas formas, sobre las que asientan grandes bloques caídos.

Se han observado *pseudo-scallops* y *onglets* de diversa entidad e inclusive formas de erosión que se han interpretado como alveolizaciones erosionadas de un tafone caído en la cueva. El nivel intermedio conecta con el *Canal Jessi-31* aguas arriba, y avanza hasta la cabecera de los pozos que descienden a “-4°C”. El tramo del canal del río presenta varios sifonamientos permanentes y estacionales, y no ha sido topografiado. En *Maravillas* se han topografiado 87,3 m de pasajes. El diámetro medio es de 2,4 m y la pendiente 30,8°. Esta pendiente elevada está influenciada por el *Pozo Maravillas* (ver figura 3.11 y 4.81.d) que es una gran marmita con dislocación de sus bloques pero que salva un desnivel total de 9 m. La rotura de esta marmita es debido al colapso de varias marmitas escalonadas en la vertiente N.

La sala “-4°C” es una sala de gran amplitud, superando los 8 m de ancho, formada por la intersección del canal ONO-ESE con una diaclasa subvertical NNO-SSE. Esta intersección da lugar a un colapso que rompe la continuidad del cañón. A través del colapso entramos en *Finito*, dónde el curso pasa a circular anastomosado entre grandes bloques, si bien se definen algunos tramos de dirección ONO-ESE que presentan al menos una pared continua.

En “-4°C” se han topografiado 71,8 m de pasajes con una pendiente media de 28,2° y un diámetro medio de 3,5 m. El desnivel total del tramo es de -13,5 m. Este desnivel es debido a una galería que asciende hasta superficie. Existen numerosas marmitas colgadas dando lugar a superficies cubiertas en su totalidad por formas de tamaño métrico. Inclusive algunos bloques colgados, provenientes de la pared del cañón rota, preservan fragmentos de grandes marmitas verticales. En su cota media se han localizado restos de antiguos depósitos de pigotita de cierta entidad, e inclusive en el borde inferior de algunas marmitas colgadas (bloques dislocados) se conservan restos de formas compuestas (*draperies*). La continuidad de “-4°C” siguiendo el curso anastomosado es el laberinto *Finito*. Evoluciona predominantemente en NO-SE. Presenta numerosos pasajes verticalizados que llegan a alcanzar la superficie exterior. En total se han topografiado 103,7 m de desarrollo, salvando 17,8 m de desnivel (con respecto a superficie). La pendiente media es de -34,6° y los pasajes tienen un diámetro medio de 2,2 m.

Los tramos de *Finito* situados a +4 m sobre el canal presentan un marcado carácter estructural desarrollándose entre bloques rotos y juntas abiertas por los movimientos de los bloques que conforman el escarpe del cañón a favor del canal. Predominan así los pasajes transversales con una marcada dirección E-O.

Finito termina en una pequeña cascada que da acceso a una sala relativamente amplia. No se ha podido equipar el resalte: Aunque el acceso a esta sala se hizo con un nivel de embalse próximo al 20%, el río comenzaba a estar en carga y por las profundidades estimadas se requería embarcación para progresar aguas abajo. Mediante telemetría se situó el final del pasaje que coincide con el sifón alto del sector *Surgencia*.

Sector Surgencia (figura 4.85)

Es el sector menos explorado de *Albarellos* debido a que pocas veces es accesible a lo largo del año. El sector se inicia en un escalón estructural que provoca el sifón terminal de *Finito*. Se han topografiado dos cavidades superpuestas, configurando dos niveles de bloques diferentes apoyados sobre los retazos del canal (cañón). La profundidad del canal no parece superar los 3-4 m, pero no se ha podido completar su topografía debido a la sucesión de pasos sifonados y a la velocidad del agua. El nivel de bloques superior da lugar a una sala llamada *Sala do Nadal*. Se han topografiado 28 m de pasajes en este nivel, alcanzando el curso subterráneo, a la salida del sifón de *Finito*, a -8,2 m con respecto a la boca de esta cueva.

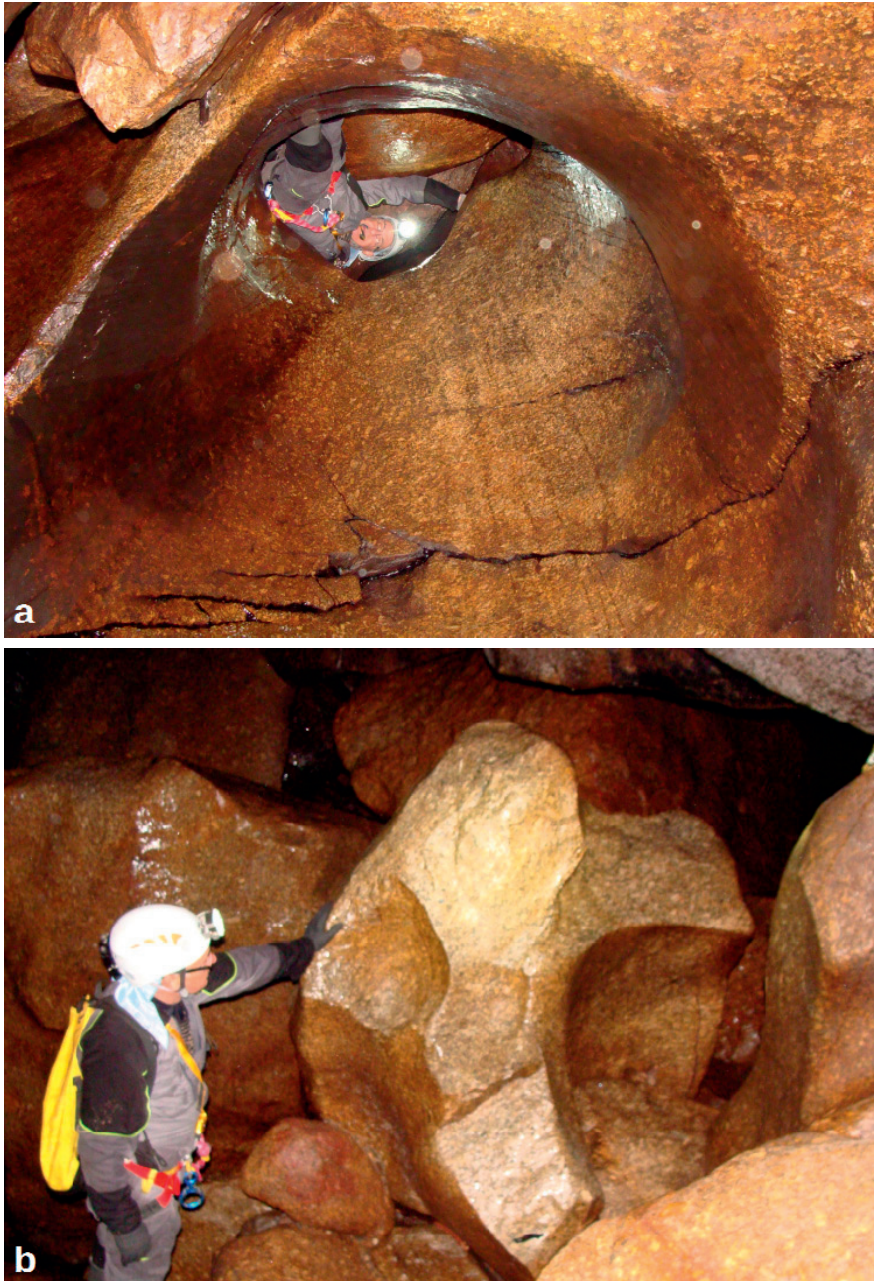


Figura 4.83: Sector *Gigantes - Maravillas*: (a) *La Campana*, marmita troncocónica no apoyada en el suelo. Este tipo de formas sostiene los bloques caídos y apoyados sobre ellas. Se aprecia la rotura de la forma siguiendo una discontinuidad planar subhorizontal. Los grandes movimientos de bloques dentro de este sector parecen colapsos asociados a la rotura de marmitas sobre los que apoyaban los bloques; (b) bloque con formas de erosión en posición no primaria.

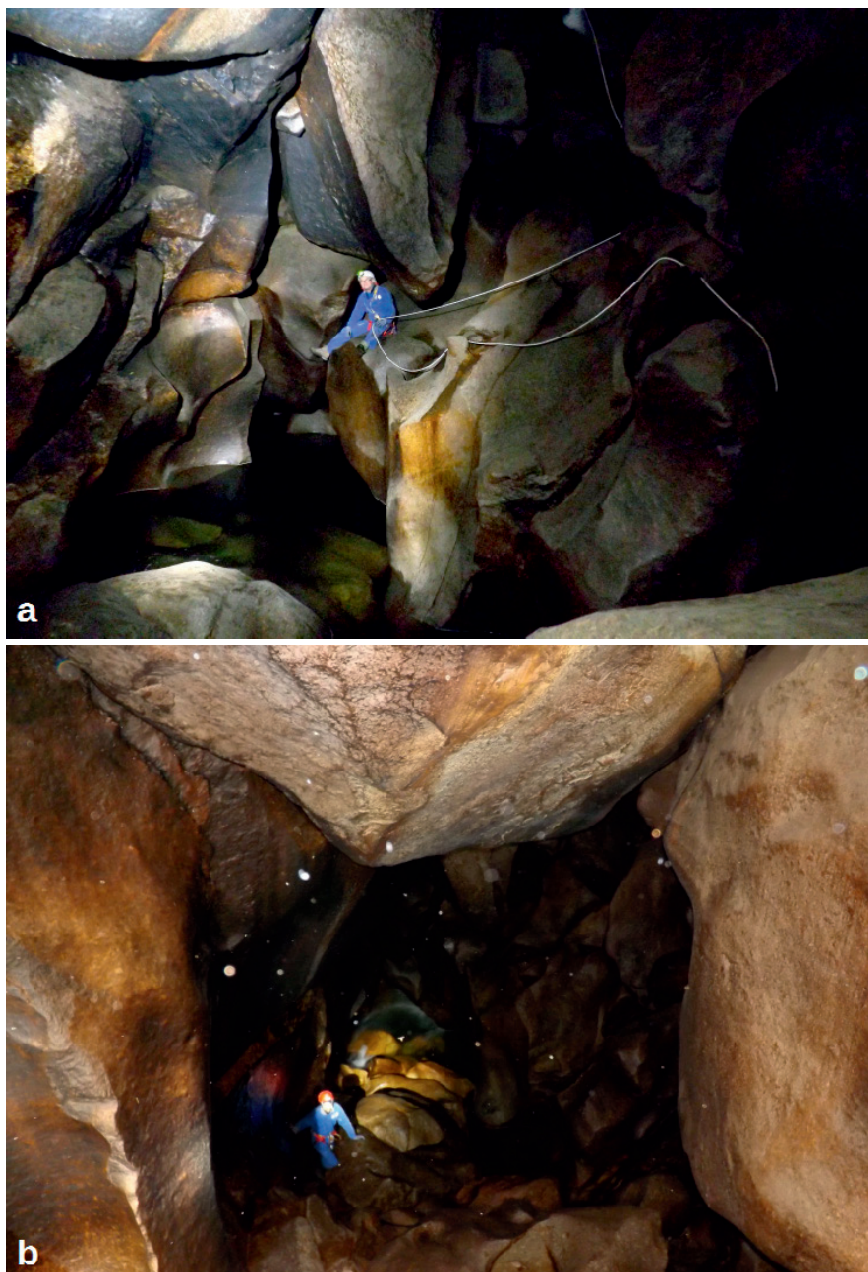


Figura 4.84: Sector *Gigantes* - "-4°C": (a) Sifón en el paso entre la base de *Pozo Maravillas* y la sala "-4°C". El acceso se efectúa descendiendo con cuerda desde el nivel medio de Maravillas. La sala se ha formado en la intersección del canal de dirección NO-SE con una fractura vertical de dirección NNO-SSE. Destacar los grandes bloques suspendidos y que preservan formas de erosión; (b) vista de la sala desde el fraccionamiento del pozo situado en el extremo S de la fractura NO-SE. Destacar la profusión de marmitas y formas de erosión sobre la rampa de roca situada en el escarpe del canal.

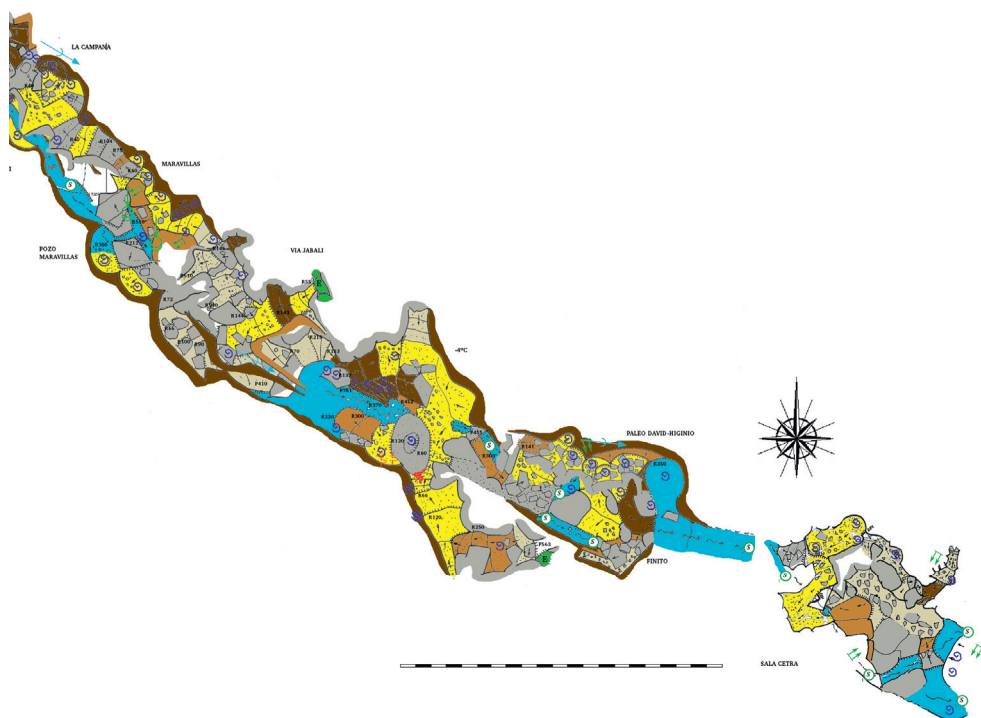


Figura 4.85: Topografía morfológica del sector *Gigantes – Surgencia*. Incluye *Maravillas*, "*-4°C*", *Finito* y *Sala Cetra*.

La presión que ejerce el agua en la salida del sifón *Finito-Sala Cetra*, produce un rebufo con corrientes ascendentes que elevan la masa de agua. La pendiente media es de $20,7^\circ$ con diámetro medio de pasaje de 3,1 m.

Próxima a la entrada de *Sala do Nadal* se localiza un pozo que da acceso a *Sala Cetra*, nivel de estructura laberíntica que permite alcanzar el canal subterráneo inciso. Los bloques se acumulan al borde del canal impidiendo medir la estructura y direcciones del mismo. A partir de los tramos accesibles se ha estimado un ancho mínimo de 3 m y una profundidad variable que localmente no parece superar los 4 m. El fondo del canal está cubierto de bloques por lo que su profundidad podría ser mayor.

Esta tramo de cavidad tiene un desarrollo topografiado de 52 m. La pendiente media es de $29,8^\circ$ con un pasaje de 2,4 m de diámetro medio. El desnivel entre la boca de pozo y el sifón es de 7,1 m.

Aguas abajo se ha localizado otra entrada, *Boca Aradelas*, muy próxima a la surgencia. Se trata de una estrecha galería en la que se evidencia un canal inciso que no parece superar los 2 m de profundidad. La velocidad del agua y la acumulación de bloques no han permitido acceder al mismo para comprobar el ancho del canal ni su profundidad. Evoluciona en la misma dirección que el canal de *Sala do Nadal*. En los bloques laterales se han localizado depósitos de pigotita de pequeña entidad.



Figura 4.86: Sector de la *Surigencia* parcialmente sumergido. La flecha de la izquierda marca la situación de *Boca Aradelas*. La flecha de la derecha marca la situación de *Sala do Nadal – Sala Cetra*. A la izquierda puede apreciarse el deslizamiento rocoso que ha formado el sifón terminal en Finito. Existen bloques provenientes de un segundo movimiento caídos desde la vertiente opuesta sobre el primer deslizamiento.

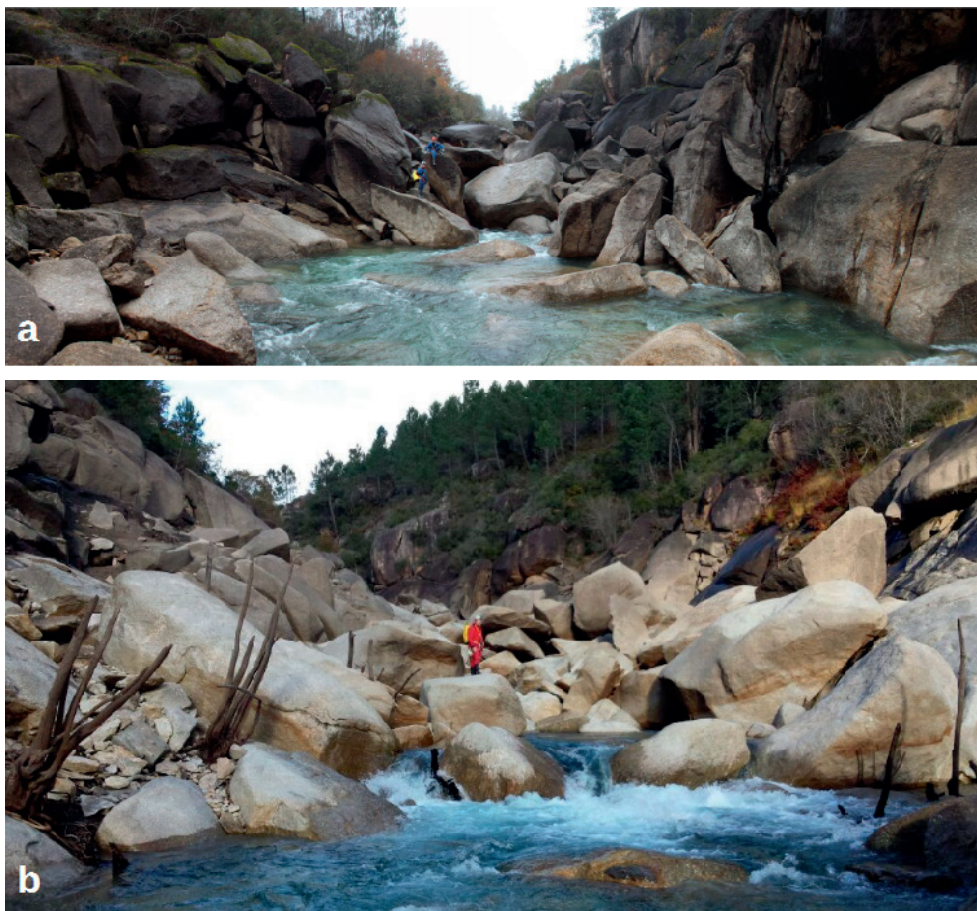


Figura 4.87: Surgencia de *Albarellos*: (a) Surgencia estacional en *Sala do Nadal*; (b) surgencia permanente.

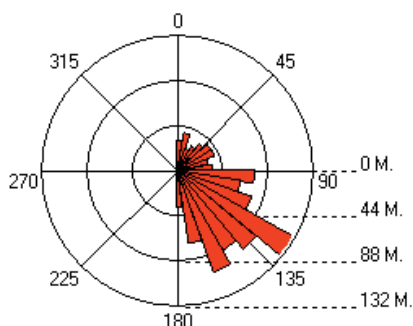


Figura 4.88: Diagrama rosa de discontinuidades a 180° calculada sobre la suma de desarrollo topografiado en cada dirección. La topografía del sistema aún no está completa, pero claramente la estructura del sistema se concentra en el eje del cañón subterráneo

4.4.5. Esquema estructural

La linealidad del sistema queda patente en la distribución de medidas topográficas (ver figura 4.88) que tienden a concentrarse en ONO-ESE, NO-SE y NNO-SSE.

Los paleoniveles en general evolucionan según direcciones paralelas al canal, o bien presentan pequeñas rotaciones en zonas con deslizamientos. Se han descrito varias intersecciones con fracturas de gran potencia de dirección N-S, que dan lugar a volúmenes importantes, pero que presentan escaso desarrollo o continuidad transversal.

Dentro del esquema estructural hay que destacar los deslizamientos y movimientos de bloques a favor de las estructuras de lajas que convergen en el canal. Los movimientos rocosos, que no aparentan movimientos en masa, se han observado principalmente en superficie. Bajo tierra aparecen numerosas rampas de roca con buzamiento hacia el canal, sobre las que se escalonan importantes conjuntos de marmitas, o sobre las que se definen paleoniveles.

Las formas de erosión escalonadas presentan roturas y deslizamientos a favor de estos planos, lo que origina el colapso de la masa de bloques que apoyan sobre ellas. Muchos movimientos aislados de bloques dentro del cañón son deslizamientos a favor de estos planos de rotura.

4.4.6. Aguas subterráneas y red de drenaje

La dinámica del sistema de Albarellos está vinculado a la del río Avia. Este río nace en Fonteavía a 880 m de altitud en la Serra do Suído. Tiene una longitud de 37 km y su cuenca cubre un área de 673 km². VV.AA (2003) señalan que el caudal medio es de 18,5 m³/s con máximos de 49 m³/s en Febrero y mínimos de m³/s en Septiembre. Los datos facilitados por el servicio de la cuenca hidrográfica para el período 2012-2015 muestran puntas diarias medias de hasta 230 m³/s y un caudal medio en una ventana temporal de 4 años, de 11,5 m³/s.

Al menos localmente, es un río en roca, de marcado carácter estructural. Desarrolla un canal simple de flujo único con gradiente variable del lecho, con secciones en escalón y puntos de salto; según la clasificación de los canales sobre roca (TINKLER & WOHL, 1998) el cañón subterráneo alterna tramos (estructurales) con márgenes rectos (*straight-walled*) y

tramos con márgenes ondulados (*undulating walls*). Los cambios en el gradiente, mediante zonas de inflexión o saltos, articulan tramos con diferente dinámica.

Según WHIPPLE (2004) reflejan procesos de auto-organización que testimonian las cadenas de marmitas, los surcos y las caídas de bolos. El *plucking* (desgajamiento-caída de bloques) y la abrasión fluvial (cavidades) interactúan localmente. La acción del plucking favorece la separación del flujo de agua y la formación de vórtices turbulentos. La evolución de las marmitas interfiriendo entre sí favorece el *plucking*. (Com. Pers. De UÑA-ALVAREZ, 2014)

Las secciones en escalón dan lugar a la existencia de terrazas rocosas elevadas con respecto al canal, en las que se conservan marmitas de erosión de borde, depósitos y espeleotemas, definiendo así paleoniveles aislados sobre el canal activo.

La erosión remontante está limitada por niveles de base local en la roca erosionada. (WHIPPLE et al., 2000). Sin embargo el relleno de marmitas por bloques caídos da lugar a saltos de agua no estructurales, pero que localmente conllevan un cambio en el gradiente y en la referencia del nivel de base.

RICHARDSON & CARLING (2005) definen las formas erosivas en función de la escala de observación. En meso-macro escala, los canales con paredes onduladas, formados por el crecimiento y la coalescencia de marmitas antes de un *knickpoint*, presentan series lineales de formas que tienen correspondencia en ambas paredes. En meso-micro escala definen las formas siguientes, además de marmitas abiertas (tipo “half”) o cerradas: Golpes de gubia (*scallops, ripple-like forms*) en los márgenes del canal; marcas de percusión (*scour, ongllets*); surcos (*furrows*) de planta elíptica, poco profundos; pequeños canales sinuosos (*runnels*) que conectan los puntos más bajos de la roca excavada y diversifican flujos de agua entre los resaltes rocosos, los surcos, las pequeñas marmitas y los *scour*; en época seca retienen agua, gravas y arenas; formas con perfil en herradura (*flutes*), cavidades con planta parabólica no cerradas, y pequeñas depresiones sin paredes verticales (*saucer-shaped depressions*). (Com. Pers. De UÑA-ALVAREZ, 2014)

Todas estas formas están asociadas con flujos en régimen turbulento. VENDITTI et al. (2014) mediante ADCP (*Acoustic Doppler current profiler*) efectúan un estudio tridimensional de la estructura de los flujos que circulan en un cañón rocoso: A medida de que el agua entra en el cañón, un núcleo de alta velocidad sigue la superficie del lecho rocoso, provocando una inversión en el gradiente de velocidad, con altas velocidades cerca del lecho y bajas velocidades en la superficie del flujo. Se producen corrientes ascendentes y contra las paredes del cañón, divergentes cerca del lecho, al tiempo que se definen flujos circulares contracorriente. Las estructuras de flujo resultantes desarrollan profundos *scour* en el suelo rocoso del canal al tiempo que originan la sobre-excavación basal de las paredes del cañón. Esto proporciona un mecanismo para ampliar (en ancho) al canal, al tiempo que barre la base de las paredes verticales que definen el cañón, manteniéndolas limpias de clastos y residuos.

Hay que señalar que a diferencia de un curso superficial el pasaje trabaja, según el nivel de carga del embalse y del acuífero, bien como canal abierto (régimen vadoso, sección hidráulica no llena), bien como conducto a sección llena.

La estimación del radio hidráulico y profundidad hidráulica en función de las dimensiones topográficas de los pasajes y de los caudales medios por período determinan que en su fase de canal abierto predomina un régimen de flujo supercrítico (número de Froude menor que 1) y turbulento. Cuando el pasaje funciona como conducto a sección llena, las grandes turbulencias se circunscriben al canal de superficie. En este caso han de existir dos dominios de circulación diferenciados, uno muy rápido y violento en superficie, y otro más lento y confinado, a través de la cueva sumergida, y que imitaría un régimen freático.

No se han identificado aportes secundarios representativos. En superficie existe dos pequeños manantiales de escaso aporte, visibles en superficie. Ambos en las proximidades del escalón estructural que divide los sectores *Sumidero* – *Gigantes*. En superficie se manifiestan como pequeñas escorrentías sobre la superficie rocosa de la vertiente. Bajo tierra son pequeños goteos o escorrentía que siguen los mismos planos estructurales que en superficie.

También los escasos conjuntos de espeleotemas localizados están asociados a infiltraciones relacionadas con discontinuidades subhorizontales. El acceso a estos depósitos solamente puede hacerse en período estival cuando la cueva no está sumergida.

4.4.7. Formas deposicionales: Depósitos y neomineralizaciones

Los procesos deposicionales son manifiestamente incompatibles con los movimientos de agua de elevada energía. Rellenando las grandes marmitas, principalmente en niveles elevados, aparecen depósitos de cantos rodados de diverso tamaño y arenas. En general los pasajes muestran la superficie rocosa visible.

De forma aislada dónde los bloques actúan de trampa reteniendo materiales arrastrados por el agua, pueden llegar a producirse acumulaciones ocasionales de cantos rodados de pequeño tamaño y gravas, y que dan origen a falsos pisos.

Los escasos conjuntos de espeleotemas localizados son retazos de depósitos de pigotita destruidos, de pequeña potencia y extensión, generalmente aislados con respecto al curso principal (ver figura 4.89). La preservación de algunos de estos depósitos parece asociada a la rápida inundación del cañón, por lo que el depósito pasa rápidamente de estar expuesto al aire a estar sumergido en régimen pseudo-freático (sección hidráulica llena), sin verse sometido a un violento régimen vadoso-turbulento (grandes caudales a sección no llena).

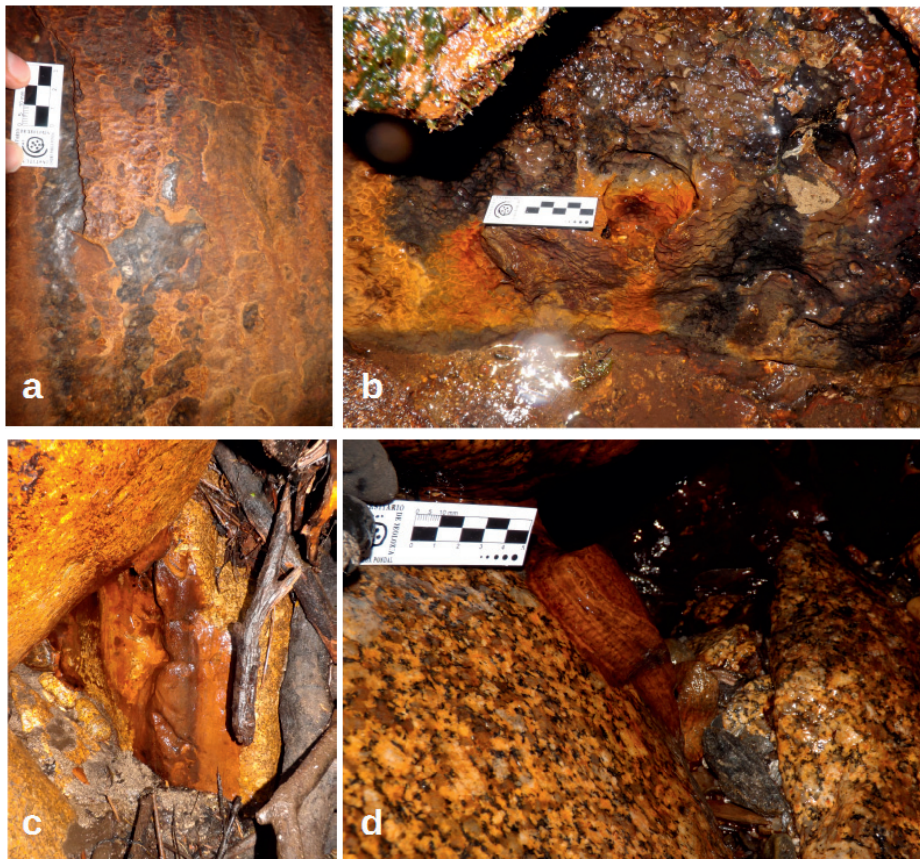


Figura 4.89: Espeleotemas de pigotita: (a) Pequeña colada en *El Trono* (sector *Sumidero*); (b) depósito aislado en *Boca Aradelas* (sector *Surgencia*); (c) depósito en "-4°C" (sector *Gigantes*); (d) detalle del depósito de "-4°C". La colada fosilizaba superficies erosionadas previamente.

4.4.8. Génesis y evolución de la cueva

El elemento que realmente influye en la formación del curso subterráneo, es la estructura subyacente cuyos planos de debilidad determinan dónde se va a desarrollar preferentemente el drenaje.

Se trata de un curso en roca, de canal único, que se encaja por erosión diferencial de las discontinuidades subverticales, y que en este caso parecen coincidir con la intersección de las estructuras de lajas de dos domos adyacentes y convergentes en el valle. El curso muestra clara influencia y adaptación de las formas de erosión y pasajes a estas fracturas verticales.

Los planos de exfoliación que definen la estructura de lajas presentan un buzamiento variable con tendencia a verticalizarse en el perímetro del domo, en su convergencia al canal y en torno a ellos se definen terrazas rocosas escalonadas en la vertiente.

La incisión vertical da origen a un cañón, pero no forma la cueva. El sistema se forma por la conjunción de diversos procesos que sintetizamos como sigue:

1. Formación de un valle de paredes mayormente verticales debido a la incisión del río Avia en el sustrato rocoso *in situ* donde se desarrollan además las grandes marmitas (10 m de profundidad y 5 m de diámetro). Este desarrollo de alineaciones de grandes marmitas conlleva un régimen turbulento que ha de darse en una fase de funcionamiento como canal abierto. La incisión vertical del Avia podría haber sido favorecida por el levantamiento generalizado de Galicia durante el Paleógeno (VIDAL-ROMANI, et al. 2014) y que también parece haber influido en el desarrollo de otros sistemas de cuevas gallegos.
2. El cañón se cubre debido a la caída de grandes bloques provenientes de ambas vertientes. Esto da lugar a varios cambios importantes:
 1. Muchas de las estructuras subterráneas subyacentes (conjuntos de marmitas, socavamientos y cavidades en la base del escarpe) pasan a estar solicitadas a tracción y por esfuerzos cortantes con la consiguiente merma en la resistencia de la roca (1/10 de la resistencia a compresión simple). Esto acaba originando desplazamientos a favor de los planos de rotura, que generalmente coinciden con planos de exfoliación y discontinuidades planares subhorizontales, lo que conlleva la rotura de formas y la aparición de colapsos aparentemente de ámbito local.
 2. Estos colapsos modifican la cota de circulación del curso subterráneo, elevándola con respecto al fondo del canal, lo que modifica localmente el gradiente hidráulico.
 3. Una vez cubierto el cañón, se sucederán episodios de funcionamiento como canal abierto (régimen vadoso) manteniendo flujos turbulentos supercríticos, con periodos de circulación pseudo-freática con una dinámica muy diferente.
3. Las obstrucciones locales del canal, pero sobre todo la construcción del embalse de Albarellos, han modificado el nivel de base localmente, y consecuentemente el gradiente hidráulico. A nivel teórico la capacidad de drenaje del canal (interpretado como una fractura), esto es, el caudal volumétrico o flujo a través de la discontinuidad en régimen laminar es proporcional al gradiente hidráulico y a la sección (SNOW, 1986). Esta pérdida de capacidad conlleva el desborde del mismo a través de la estructura y red de bloques, reactivando así los niveles fósiles más elevados con respecto al fondo del canal, lo que además erosiona los depósitos antiguos asociados. Este desborde y reactivación se ve potenciado con la llegada de avenidas.

Capítulo 5

Valores naturales y patrimoniales asociados

Este capítulo se centra en el patrimonio natural y cultural material asociado a las cavidades en granitos. Se ha dividido en dos partes: En la primera parte realizamos una síntesis de los valores naturales y patrimoniales presentes en las cavidades en rocas plutónicas estudiadas en la Península Ibérica. Dentro de estos valores naturales consideramos por un lado la biota (biodiversidad, fauna, vegetación y hábitat presentes), y por otro lado el patrimonio geológico, destacando especialmente los neominerales de cueva y espeleotemas. Y dentro de los valores culturales, sin menospreciar todo lo relativo a patrimonio cultural inmaterial, nos centramos específicamente en el patrimonio cultural material, principalmente yacimientos arqueológicos y paleontológicos. Es un capítulo de síntesis, con el que se pretende hacer una puesta en valor de las cuevas del patrimonio asociado a un medio relativamente desconocido e inédito.

La segunda parte del capítulo sintetiza y evalúa de riesgos presentes en este tipo de cuevas. Este análisis tiene por objeto concretar los riesgos fundamentales e intrínsecos a los grandes sistemas en granitos, pensando en una potencial explotación turística, cultural o científica de estas cavidades y de sus recursos asociados. Además el hecho de que este tipo de formaciones no hayan sido tenidas en cuenta, da lugar a que ciertos factores de riesgo pasen completamente desapercibidos.

5.1. Las cuevas en granitos y su biota

Son numerosas las especies que habitan las cuevas y sistemas en granitos. Se relacionan las especies más significativas identificadas (identificación realizada por Xurxo Gago – colectivo AXENA, com. Pers. 2.016) dentro de los sistemas estudiados. Esta relación no exhaustiva pretende únicamente mostrar la diversidad presente en estas cuevas:

- Filo: Chordata
 - Clase: Mammalia
 - Orden: Chiroptera
 - Familia: Rhinolophidae
 - Murciélago de herradura grande (*Rhinolophus ferrumequinum*)
 - Sistema de A Trapa y O Folón
 - Clase: Anphibia
 - Orden: Anura
 - Familia: Ranidae
 - Rana patilarga (*Rana iberica*)
 - Sistema de A Trapa
 - Rana bermeja (*Rana temporaria*)
 - Sistema Tronceda

- Familia: Bufonidae
 - Sapo común (*Bufo bufo*)
 - Sistema de A Trapa
- Orden: Caudata
 - Familia: Salamandridae
 - Salamandra (*Salamandra salamandra*)
 - Sistema de A Trapa y sistema de O Folón
 - Salamandra rabilarga (*Chioglossa lusitanica*)
 - Sistema de A Trapa, Tronceda y O Folón
 - Tritón jaspeado (*Triturus marmoratus*)
 - Sistema de A Trapa
- Clase: Sauropsia
 - Orden: Squamata
 - Familia: Colubridae
 - Culebra viperina (*Natrix maura*)
 - Sistema de A Trapa, O Folón y Albarellos
 - Clase: Actinopterygii
 - Orden: Salmoniformes
 - Familia: Salmonidae
 - Trucha común (*Salmo trutta*)
 - Sistema de Albarellos
- Filo: Arthropoda
 - Clase: Arachnida
 - Orden: Opiliones
 - Familia: Ischyropsalididae
 - *Ischyropsalis hispanica*
 - Sistema de A Trapa, O Folón, Tronceda y sistema de Albarellos
- Filo: Annelida
 - Clase: Clitellata
 - Orden: Arhynchobdellida
 - Familia: Haemopidae
 - Sanguijuela (*Haemopsis sanguisuga*???)
 - Sistema de A Trapa, O Folón y sistema de Albarellos



Figura 5.1: Fotografía (a) *Salamandra salamandra*; (b) *Natrix maura*; (c) *Triturus marmoratus*; (d) juvenil de *Rana iberica*; (e) *Chioglossa lusitanica*; (f) *Ischyropsalis hispanica*; (g) *Rhinolophus ferrumequinum*; (h) *Schistostega pennata* o musgo luminosos (zonas verde fosforito sobre las paredes de la cueva). Fotografías realizadas por Reinaldo Costas y Marcos Vaqueiro, Javier Iglesias, Xurxo Gago y Manuel Jesús Fuentetaja durante una campaña de inventariado de anfibios para el proyecto SHARE.

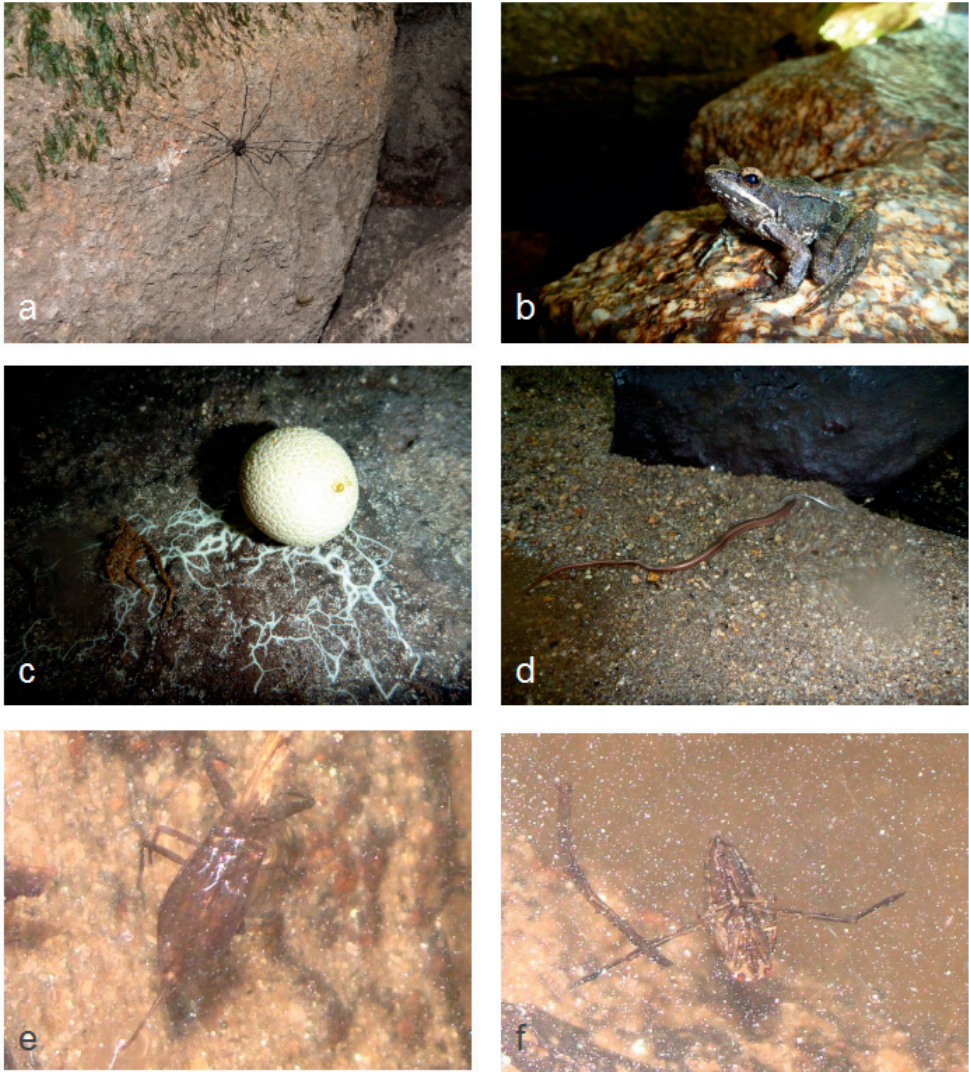


Figura 5.2: Fotografía (a) opilone de gran tamaño en el sistema de *A Trapa*.; (b) adulto de *Rana iberica*; (c) hongo posiblemente de la división Basidiomycota, localizado en la base de *Pozo I* en el sistema de *A Trapa*; (d) Lución, culebrilla de cristal también llamada localmente liscanzo. Localizado en la zona profunda de la dolina de *A Trapa*; (e) escorpión de agua localizado en la poza formada en el sifón de la *Cascada* de *O Folón*; (f) *Notonecta* (*backswimmer*), localizado en el sifón de la *Cascada* de *O Folón*. Fotografías R. Costas y M. Vaqueiro.

En el sistema de Las Potras y parajes colindantes a la Rivera del Bronco (El Rincón, La Zarza, Fuente Vieja, LA Jabalina, Las Mohedas y El Hinojal), SANCHEZ-ALCÓN (com. Pers. 2.016) ha identificado cuatro tipos de quirópteros: Murciélago común o murciélago enano (*Pipistrellus pipistrellus*), murciélago de cueva (*Miniopterus schreibersii*), murciélago grande de herradura (*Rhinolophus ferrumequinum*), murciélago mediano de herradura (*Rhinolophus mehelyi*) y murciélago pequeño de herradura (*Rhinolophus hipposideros*). Asociados además a estos sistemas identifican:

1. Musgos: *Dicranoweisia cirrata*, *Hypnum cupressiforme*, *Schistidium confertum*, *Zygodon conoideus*, *Grimmia anodon*, *Andreaea rothii*, *Pohlia annotina*, *Grimmia orbicularis*, *Syntrichia rurales*.
2. Líquenes: *Xanthoria parietina*, *Evernia prunastri*, *Xanthoria parietina*, *Xanthoria calcicola*, *Flavoparmelia caperata*, *Diploschistes ocellatus*, *Collema crispum*
3. Plantas asociadas a los sistemas en granitos: *Asplenium billotii*, *Asplenium ceterach*, *Asplenium trichomanes* subsp. *Cuadrivalens*, *Cheilanthes hispanica* o *Cheilanthes tinai*, *Cheilanthes maderensis*, *Phagnalon saxatile*, *Rumex induratus*, *Dianthus lusitanus*, *Digitalis thapsi*, *Sedum hirsutum* subsp. *Hirsutum*, *Umbilicus rupestris*.

Dentro del biota asociado a las cuevas en granitos, se han localizado varios ejemplares de las denominadas estalagmitas de raíces (root stalagmites) en las cuevas de O Folón (ver figura 5.3.a), A Cunchosa (ver figura 5.3.b) y A Raís (VAQUEIRO RODRIGUEZ, 2006). Estas estructuras de raíces son formas trogloditas, por cuanto son formas propias de las cavernas, y que se originan a partir de las micorrizas (KOCPECKY, 1996) que cohabitan en simbiosis con la planta. Se han registrado casos en cuevas de arenisca (República Checa, Alemania, Polonia, Eslovaquia y Sudáfrica), en basaltos (República Checa y Eslovaquia), en calizas (Hungría y Rumania), y en granitos (España y Estados Unidos).



Figura 5.3: A la izquierda una de las estalagmitas de raíces localizada en el sector de *Pozo Morto – Pozos Xelmegos*, en el sistema de *O Folón*. Estas estructuras se desarrollan bajo un punto de goteo estable. Su estructura optimiza la captación y retención de humedad y nutrientes. A la derecha estalagmita de raíces localizada en el sistema de A Cunchosa. Fotografías M. Vaqueiro 2012 y 1997.

Aparecen asociadas a goteos más o menos continuos y que parecen inducir un crecimiento hidrotrópico con una orientación geotrópica negativa de los terminales de las raíces, creando una estructura esponjosa centrada en el punto de goteo de forma cilíndrica o cónica de varios centímetros de altura. La forma resultante optimiza la captación de nutrientes al concentrar en poco espacio una enorme superficie efectiva de captación.

Finalmente conviene resaltar la presencia de musgo luminoso, *Schistostega pennata*. En la Península Ibérica es una especie protegida y relativamente escasa, pero se localiza en las

entradas de muchos de los sistemas en granitos de la provincia de Pontevedra, así como en algunas de las paleofurnas de Baiona.



Figura 5.4: Huevos de insecto. Sistema de *O Folón*. Fotografía AXENA 2.009.

5.2. Depósitos

A medida se que los sistemas se desarrollan, sufren períodos de excavación, pero también períodos de deposición, donde los sedimentos, unas veces autóctonos (fragmentos de la propia roca, compuestos residuales de la alteración,) otras veces alóctonos (sedimentos terrígenos y orgánicos arrastrados hacia el interior por el agua; materiales de litologías localizadas aguas arriba; restos arqueológicos y paleontológicos, etc.) se depositan en los conductos y pasajes.

Cuando el agua reduce su capacidad de transporte, y deja de circular o circula muy lentamente, se forman y gradan muchos de los diferentes depósitos, y que topográficamente hemos representado como un grupo morfogenético “formas deposicionales”. Conviene señalar que no todos los depósitos están originados por transporte.

5.2.1. Clastos

Fragmentos angulosos o escombros de la propia roca, de tamaño heterométrico. Generalmente acumulaciones de origen gravitacional, con fragmentos provenientes del substrato o de bloques y lajas de mayor tamaño. Asociados a estos depósitos pueden aparecer restos arqueológicos o paleontológicos.



Figura 5.5: (a) Depósito típico en algunos tramos de canal subterráneo dónde se mezclan cantos rodados de pequeño tamaño con fragmentos de cantos rodados e inclusive algunos clastos angulosos. Matriz formada por gravas y arenas. En esta imagen aparece a la derecha un fragmento de cerámica parcialmente rodada; (b) depósito formado por limos y arenas, con una aparente deposición rítmica; (c) vista parcial de uno de los depósitos de ritmitas en el sistema de *O Folón*. Asumiendo un crecimiento rítmico anual, el depósito abarcaría un procesos de sedimentación rítmica de más de 100 años; (d) brecha formado por clastos heterométricos y matriz de pigotita.; (e) pasaje de *A Trapa* (sector sumidero) formado por el volteo sobre el canal subterráneo del bloque situado a la izquierda. Se aprecia el depósito conglomerático formado por cantos rodados heterométricos, con poca clasificación (escogimiento), y matriz con elevado contenido orgánico. Este tipo de depósito podría deberse a un movimiento en masa a lo largo del canal.

5.2.2. Terracitas

Acumulaciones de cantos rodados, cantos de tamaño centi-decimétrico aislados en fisuras o niveles laterales situados actualmente fuera del canal del curso subterráneo. Los cantos son mayoritariamente de granito y cuarzo, aunque en algunas cavidades se han localizado también materiales alóctonos como esquistos (Albarellos, Tronceda) y anfibolitas (O Folón). (Figura 5.5.d)

5.2.3. Depósitos fluviales

Generalmente depósitos saturados en agua, formado por finos y arenas en las que se evidencian los minerales esenciales del granito (micas, cuarzo y feldespato), con presencia, o no, de cantos rodados y otros materiales. (Figura 5.5. a y b).

5.2.4. Ritmitas y depósitos varvados

El término varvas es una palabra de origen sueco que significa “depósito estacional”. Las varvas típicas están constituidas por pares de estratos cuya capa inferior consiste en un sedimento más o menos grosero, que pasa gradualmente hacia arriba a un material fino, que constituye el estrato superior. Estas varvas o pares de estrato se forman cuando las aguas procedentes del deshielo glaciar se vierten a un lago o a aguas relativamente tranquilas. Cada par de estratos representa el depósito de un año completo (MELENDEZ & FUSTER, 1994).

Una de las formas más características de organización es formando lo que se conocen como ritmitas. Las ritmitas están formadas por una sucesión de dos o tres términos de facies elementales (dos o tres tipos de láminas) que se repiten rítmicamente. Esta ritmicidad en la sucesión de láminas revela la repetición cíclica de una serie de procesos: son ciclos de cambio ambiental. Estos ciclos responden a una periodicidad temporal en los procesos cuya regularidad puede ser variable, pudiéndose además reconocer ciclos a distintas escalas temporales. Aunque las varvas son un ejemplo muy conocido, existen muchos otros mecanismos que conducen a la formación de laminación rítmica y cíclica (ARCHE MIRALLES, 2010):

- Ciclos de máxima productividad orgánica y de nutrientes
- Ciclos de máxima y mínima descarga estacional de sedimentos.
- Ciclos de oxidación-reducción sobre el fondo.
- Ciclos de máxima y mínima insolación

Aunque la dinámica afecta a todo el lago, es en la zona de cuenca (o zona pelágica), que se corresponde con la zona central del lago, la más profunda y topográficamente más plana, dónde debido a sus características, puede quedar mejor registrada. La preservación requiere:

- No debe haber bioturbación
- No debe haber corrientes en el fondo y éste debe estar por debajo del alcance del oleaje.
- El fondo debe ser totalmente plano, de manera que no se produzcan fenómenos de deslizamiento o slumping

Dentro de los sistemas en granitos se han localizado depósitos con sedimentación rítmica en O Folón (ver figura 5.5.c). Estos depósitos aparecen colgados a ambos lados del canal, extendiéndose en el perímetro de niveles y neo-pasajes (fisuras abiertas), trazando el litoral de un antiguo lago. La formación del lago se ha asociado con un evento de colapso. El techo del depósito se sitúa a +6 m sobre el curso actual. El nivel de muro podría situarse por debajo de los +3,5 m con respecto al curso actual (ver figura 4.48).

5.2.5. Depósitos heterogéneos

En los niveles situados por encima del curso activo, se forman depósitos granulares, generalmente materiales asociados a procesos de alteración y con poco o escaso transporte. También existen depósitos formados por materiales terrígenos y restos orgánicos provenientes

del suelo. Estos materiales suelen superponerse o mezclarse dando lugar a depósitos que hemos denominado heterogéneos.

Estos sedimentos son de fábrica abierta, extremadamente porosos y pueden acumular temporalmente agua en pequeñas cantidades (VIDAL-ROMANI et al., 2014). Esta acumulación de agua es suficiente para que exista un entorno favorable para el asentamiento de organismos troglobios de pequeño tamaño: bacterias, algas, hongos, amebas y artrópodos (colémbolos, mites, isópodos, tisanuros y arácnidos) (GONZALEZ-LOPEZ et al., 2013; VIDAL-ROMANÍ, 2010) y que pueden desarrollar aquí su ciclo biológico parcial o totalmente.

5.2.6. Espeleotemas y neominerales

MOORE (1952) define espeleotema como el depósito de un mineral secundario formado dentro de las cuevas. El término espeleotema hace referencia al modo de ocurrencia de este mineral, o sea, su morfología en la cueva, y no estrictamente a su composición. (FORTI, 1997).



Figura 5.6: Los minerales autigénicos identificados a veces se presentan en el mismo espacio subterráneo aunque cada uno de ellos está asociado a un régimen de circulación de agua diferente. En la fotografía aparecen espeleotemas cilíndricos de ópalo-A, asociados a circulación fisural, mientras que en la pared, donde mana agua a lo largo de la junta de contacto de los bloques que conforman pared y techo, se produce una colada de flujo (*flowstone* de pigotita). Anaglifo

Las cuevas estudiadas en esta Tesis presentan espeleotemas de diversa morfología y dimensiones. Se consideran formados durante la circulación de agua a baja velocidad a través del sistema fisural del macizo de rocas ígneas (VIDAL ROMANÍ et al. 2010). Los distintos tipos de espeleotemas pueden considerarse como formados por materiales residuales porque

ellos derivan del substrato, roca u otros materiales presentes en la cavidad. Algunos tipos también están vinculados con fenómenos de disolución y precipitación en rocas graníticas.

Se han identificado (VIDAL ROMANÍ et al. 2010) espeleotemas de ópalo amorfo, evansita, bolivarita, estruvita, pigotita, taranakita, alófono, hematita y goetita. Los depósitos más comunes son los de ópalo-A, pero el compuesto que da lugar a las formas de mayor extensión y tamaño es la pigotita. En algunas cuevas de granitos también aparecen espeleotemas de calcita. (VIDAL ROMANÍ et al. 2010; THERESE et al., 2014; SANNA et al, 2011).

Aunque se denominan genéricamente espeleotemas, refiriéndonos así a la similitud con los depósitos de los sistemas kársticos, el prefijo "speleo" no implica forzosamente una relación de estos depósitos con cavidades cerradas o semicerradas puesto que algunos tipos han sido observados también en una gran variedad de situaciones, tanto al descubierto como en zonas parcialmente protegidas de la exposición directa de los rayos del sol o a los agentes meteóricos (VIDAL-ROMANÍ & VILAPLANA, 1984).

5.2.6.1. Estruvita (NH₄)MgPO₄·6H₂O

FORTI(1997) describe la presencia de este raro mineral en tubos de lava en Victoria, Australia. Cita también la ocurrencia en siete cuevas en Transvaal, Sudáfrica, tres de Namibia, una en Botswana, y otra en Malasia. La formación de este mineral la considera asociada al guano, que aportaría el amonio y el fosfato. El magnesio sería aportado por el basalto.

En las cavidades en granitos (VIDAL-ROMANÍ et al., 1998: 324) la estruvita forma costras blancas formadas por acumulación en la base de los alveolos de algunos tafoni. Se presentan como materiales claros bien consolidados y dónde se incluyen a veces granos de minerales caídos de las paredes del tafone. Esto prueba que las costras blancas estaban inicialmente en estado líquido y después se consolidaron por deshidratación.

5.2.6.2. Evansita-bolivarita (Al₃(PO₄)(OH)₆·6H₂O – Al₂(PO₄)(OH)₃· 4-5(H₂O)

FORTI (1997) referencia la ocurrencia de este mineral amorfo en cavidades de arenisca en Colombia. También en el parakarst cuarcítico de Venezuela: En Cueva de Urutany forma estalactitas de hasta 60 cm de largo y 40 cm de diámetro, con un color que varía de amarillo a marrón-amarillento hasta rojizo. En Cueva de Aguapira, da lugar a una colada de 1 m² con pequeños gours, con coloración de rojiza a marrón y resina. También aparece asociado a otros minerales como la pigotita y los alófanos, dando lugar a coladas y gours de diverso tamaño (Berlin Cave, Transvaal, South Africa).

Este tipo de espeleotemas aparecen en macizos rocosos graníticos diaclasados que presentan estructura de las bien desarrollada (VIDAL-ROMANI et al., 2010a, 2010b). Estos espeleotemas muestran una estructura de acreción de capas rítmicas, que dan lugar a pequeñas coladas de flujo de algunos centímetros de espesor y cubriendo superficies de varios metros cuadrados. Las coloraciones son similares a las descritas (varía de amarillo a marrón-amarillento hasta rojizo). Es muy frecuente en Galicia (NO España), aunque también en otras partes del mundo: Monte Zeleznik en Slovakia.

La bolivarita es una especie mineral también amorfa, relacionada con la evansita, y que ha sido identificada por primera vez en Campo Lameiro (Pontevedra, España) (NAVARRO & BAREA, 1921).



Figura 5.7: Colada de flujo de tamaño métrico desarrollada en una junta de lajamiento en Monte Costa Grande (Muros). Fotografía J.R. Vidal-Romani.

5.2.6.3. La Pigotita $\text{Al}_4\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_{10} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ ó $4\text{Al}_2\text{O}_3\text{C}_{12}\text{H}_{10}\text{O}_8 \cdot 27\text{H}_2\text{O}$

La pigotita es una sal orgánica de aluminio (y hierro), complejo orgánico de los ácidos húmicos.

Las primeras referencias a la pigotita son de JOHNSTON (1837-1843 ?) y aparecen en una recopilación de resúmenes de trabajos de la Real Sociedad de Londres, bajo el título “On the constitution of Pigotite and on the Mudesous and Mudesic acids”. El resumen dice “In this paper the author describes a substance, found by himself....The organic constituent of this substance (**pigotite**), the author considers to be derived from the decay of the various plants which grow on the moist”.

El mineralogo DANA (1844, pp 530) incluye en su tratado de mineralogía a la pigotita como un nuevo mineral: “PIGOTITE: Massive, of brownish color, and affording a yellow powder. Insoluble in water and alcohol. Burns with difficulty, leaving an ash consisting mostly of alumina. According to Johnston, it consists of an organic acid, which he calls mudescous acid, combined with alumina. It forms an incrustation on the granite walls of a cavern in Cornwall. (Johnston, Phil. Mag. Xvii, 382, 1840)”.

MULDER (1849) presenta un primer estudio analítico determinativo y cuantitativo de la pigotita y describe además el origen del nombre del mineral y los depósitos presentes en cavidades: “.... On certain parts of the rocky coast of Cornwall, where caves occur, the surface water is observed to trickle through the granite rock, and gradually to cover the sides of the caves with a deposit of greater or less thickness. This deposit, which was first collected by a Mr. Pigot, has been called Pigotite by mineralogists. It consists of an organic acid, in

combination with alumina in proportions which vary considerably in different specimens, showing that, like other acids, it forms with alumina combinations in which different proportions of acid and base are present. Some portions of the Pigotite have the aspect and semi-transparency of resin – being in the fact appearance which gelatinous alumina and numerous gelatinous compounds assume when they are allowed to dry slowly in the air. The quantity of water present in this native product is therefore in some degree variable, but always large. When dried at 212° Fahr., it loses about 26, at 300° about 32 per cent... The acid is obviously formed from the decaying vegetable matter of the soil above, with the alumina of which it combines, and from which it is washed by the rains or springs, and descends through the crevices of the rocks into the caves below. The organic matter may not descend in the form of this acid, but may, as it trickles down the sides of the cavern, undergo a further oxidation, and be converted into this acid. It approaches very closely in composition to the crenic acid, as analysed by Mulder, and may even eventually be shown to be identical. Before Mulder's crenic acid was analysed, I had proposed for this acid the name of Mudesous acid..”.

En los últimos años la pigotita no está considerada como mineral (orgánico), si no como sustancia orgánica debido a la ausencia de una composición química definida. FORTI (1997, pp:223) realiza esta distinción:“... The organic substances, pigotite, amberat, and mumijo, are closely related to organic cave minerals in their chemistry, but they are not true minerals in that they lack a definite composition and ordered atomic arrangement”.

También FORTI (ib.) describe las morfologías conocidas de estos depósitos: “Pigotite forms as amorphous, resinous, honey-to ruby-colored, thin crusts in granite caves on the coast of Cornwall, England. It also forms in the granite caves of the Transvaal, South Africa. Here, the pigotite occurs as a component of rimstone dams, floestone, and stalagmites with allophane, and (locally) with evansite in Sling, Berlin, and Mogoto Caves. There is also a possible occurrence of pigotite in Urutany, Venezuela, a cave in quartzite... Pigotite has been described as being quartzitic rock in the presence of organic matter and in an acidic environment”. Dentro de los tipos genéticos considera la existencia de coladas subacuáticas (subaqueous flowstone).

La ocurrencia del fenómeno observada en las cuevas en rocas plutónicas es bastante mayor de la señalada por FORTI (ib.): Se han localizado depósitos tipo flowstone con microgours superpuestos en el sistema de A Porteliña, que incluso aparecen asociados con alófanos. En el sistema de O Folón se han identificado microgours superpuestos, formas abanderadas compuestas de flujo-goteo y pequeñas estalagmitas (VAQUEIRO-RODRIGUEZ, 1998). La colada principal de esta cueva ha sido datada en C14 2140-2400 cal.BP, (VIDAL-ROMANI et al., 2010). Las coladas con resaltes presentan formas columnares de flujo-goteo adosadas, recordando el conjunto de tubos de un órgano catedraliceo. Estas configuraciones dan lugar a formas de tamaño métrico en varias cuevas en la península Ibérica (O Folón, A Trapa, Tronceda, Paleofurna de A Laghoa, ...). También han sido observadas en otras cuevas en granitos en el mundo: En el sistema de Gobholo en Swaziland, BAUER et al. (2015) en su figura 11 muestran una colada de pigotita de tamaño métrico (aunque la identifican como de ópalo-A). En el texto indican que en la cueva se identifican espeleotemas ópalo-A y de pigotita pero no indican que hayan efectuado una determinación de la mineralogía. El mismo depósito se describe en SCHEUERER et al. (2013) indicando que tiene unos 2,5 m de largo y se localiza a unos 200 m de la entrada del sistema. Tampoco se indica la mineralogía del depósito. El aspecto y morfología es similar al que presentan los depósitos de pigotita de A Trapa en sus niveles más altos.

Como formas poco frecuentes en A Trapa se han localizado espeleotemas tipo shelfstone creciendo en el perímetro de un estancamiento de agua (ver figura 5.9.e); también se ha identificado una forma hueca (actualmente destruida) que se ha interpretado como originada por agua surgente del piso y que circula entre las capas del depósito escalonado de la galería (5.9.f).

Las figuras 5.8 y 5.9 muestran las diversas morfologías identificadas. En los capítulos 3 y 4 se han incluido fotografías de detalle y de conjunto de los espeleotemas localizados en los distintos tipos de cavidades estudiadas.



Figura 5.8: (a) Formas compuestas de flujo-goteo en *O Folón*; (b) Cabecera de la gran colada del sistema *Tronceda*; (c) pared con formas de goteo (estalactitas), formas compuestas flujo-goteo e incluso alguna forma acampanada (*bell-canopy flowstone*) en paleofurna de *A Laghoa*; (d) Formas compuestas, principalmente banderolas (*draperies*) cruzados; (e) gours desarrollados en zonas de colada de flujo muy lento (sistema de *O Folón*); (f) Banderola con borde dentado. Nótese el contraste entre la banderola de la izquierda con los microgours erosionados, frente a la estalactita abanderada de la derecha preservando los microgours superficiales.

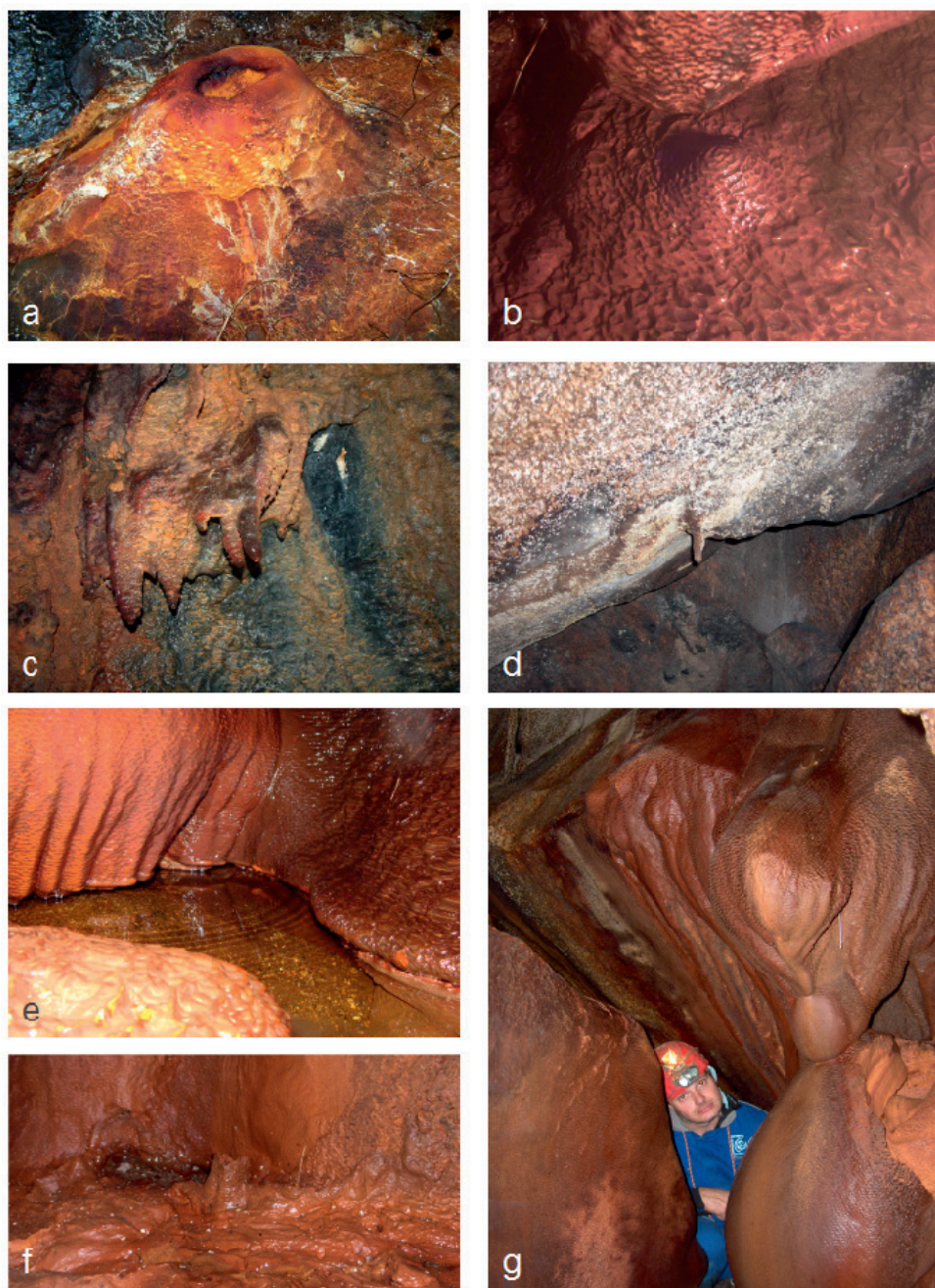


Figura 5.9: (a) Estalagmita cónica hueca en furna *Galilleiro* (fotografía Higinio E.C.A.); (b) estalagmita de *O Folón*; (c) estalactitas en furna da *Laghoa*; (d) estalactita aislada en los bloques sobre el sifón *Féveros* de *A Trapa*; (e) pequeño *pool* con crecimiento perimetral (*shelfstone*); (f) forma hueca asimilada con surgencias de agua en el piso; (g) columna estalagmítica de *A Trapa* (3.760-2.960 cal. yr BP para el núcleo, VIDAL-ROMANÍ et al., 2010).

En la sima de cuarzo de Pico Sacro (VAQUEIRO-RODRIGUEZ, 2004), y en algunas cuevas en cuarcitas aparecen formando pequeñas coladas en paneles verticales asociadas a pequeños manantiales.

Este tipo de espeleotemas abundan en las cuevas de mar en el litoral atlántico gallego (ver apartado 3.3.5) combinando formas de flujo y de flujo-goteo, estalactitas (figura 5.9.c), estalagmitas (figura 5.9.a), e inclusive formas asimiladas a bell-canopy (figura 5.8.c). Predominan las coladas subverticales con desarrollo de microgours apilados.

En algunos abrigos y cuevas semi-oscuras de Serra do Galíneiro (Casa do Demo, Cobreiras) asociadas a pequeños manantiales a favor de planos de foliación. También en Nynassâm, en Suecia, durante las excursiones del ICGC-2011, se han observado depósitos de poco espesor asociados a circulación fisural (planos de lajamiento) en los notches basales de pequeños domos.

Los mayores depósitos de pigotita se han localizado en los sistemas de A Trapa (Tui, Pontevedra) y en el sistema Tronceda (Modoñedo, Lugo). En general son grandes coladas de hasta 8 m de altura, combinando formas de flujo y goteo. En algunas represeamientos de tamaño decimétrico se producen shelfstone en el perímetro y nivel estable de agua. Las formas abanderadas presentan dentado en su borde y muestran un bandeado paralelo a las aparentes líneas de flujo. En el caso de A Trapa se ha datado una columna estalagmítica (figura 5.9.g) obteniéndose edades C^{14} 3.760-2.960 cal. yr BP para el núcleo y 2.750-2.050 cal. yr BP para la superficie exterior. (VIDAL-ROMANI et al., 2010). También se han datado depósitos en esta misma cueva con edades de 1,2-1,6 cal yr. BP (SANJURJO et al., 2016).

Este tipo de depósitos aparecen en algunas canteras, en muros a pié de algunos taludes, y se han fotografiado, asociados a manantiales, dentro de minas excavadas en alteritas (xabres).

El estudio de los grandes depósitos en Tronceda, A Trapa, O Folón muestran que son formas de acreción rítmica en capas (ver figura 5.10), visibles a nivel macroscópico, si bien en cortes muchas de estas capas perfilan pequeños microgours. En general, en formas no erosionadas, los microgours tienden a cubrir todas las superficies de todas las formas asimiladas como de flujo (coladas), formas compuestas flujo-goteo, y formas de goteo (estalagmitas, estalactitas). Los microgours cubren la totalidad de las superficies de las formas base, inclusive cuando estas superficies son extrapolomadas.

En varias cuevas gallegas (A Porteliña, A Cunchosa) y en algunas localizadas en Portugal (Castelo das Furnas en Boivao – Valença) se han localizado depósitos de pigotita formando coladas sobre superficies de poca pendiente, de diversa entidad, sin microgours y con la superficie pulida, situadas bajo lámina de agua de agua. Inicialmente se interpretaron como formas subacuáticas de acuerdo con las referencias bibliográficas consultadas (FORTI, 1997). Sin embargo un estudio de estos depósitos muestra que son formas erosionadas. Las superficies visibles, presentan dataciones antiguas, indicativo de que estas formas están siendo destruidas (predominio de procesos erosivos) y no en crecimiento (proceso de acreción), En A Trapa, A Cunchosa y O Folón se han localizado depósitos en los que se pueden apreciar la sucesión de varias etapas o fases alternas de acreción – erosión – acreción – erosión.

También, en algunas cuevas como en O Folón las superficies sobre las que se desarrollan las formas tienen pendientes reducidas, por lo que la velocidad del agua fue muy lenta. En este caso los microgours se presentan como formas de tamaño centimétrico a decimétrico con su labio (límite del represamiento del gour) ondulado y con numerosas convoluciones. Ver figura 5.8.a.

Las coloraciones son variables, generalmente entre un color miel a un color rojo brillante. En algunos casos tonos ocre y amarillos. En secciones se aprecia una alternancia rítmica (VIDAL-ROMANÍ et al., 2010.) de capas claras (tonos crema, predominio del Al) y capas oscuras (colores castaño rojizo, predominio del Fe) que podría corresponder a condiciones estacionales (invierno-verano) al igual que ocurre con los depósitos varvados en los lagos.

La composición elemental de las distintas capas aparece en la tabla I incluida en VIDAL-ROMANÍ et al. (ib.): Las capas claras están compuestas de C (23,98%), O (31,91%), Al (30,25%), Si (13,86%), y las capas oscuras presentan C (23,65%), O (39,26%), Al (26,27%), Si (9,32%) y Fe (2,49%). Ver figura 5.11.

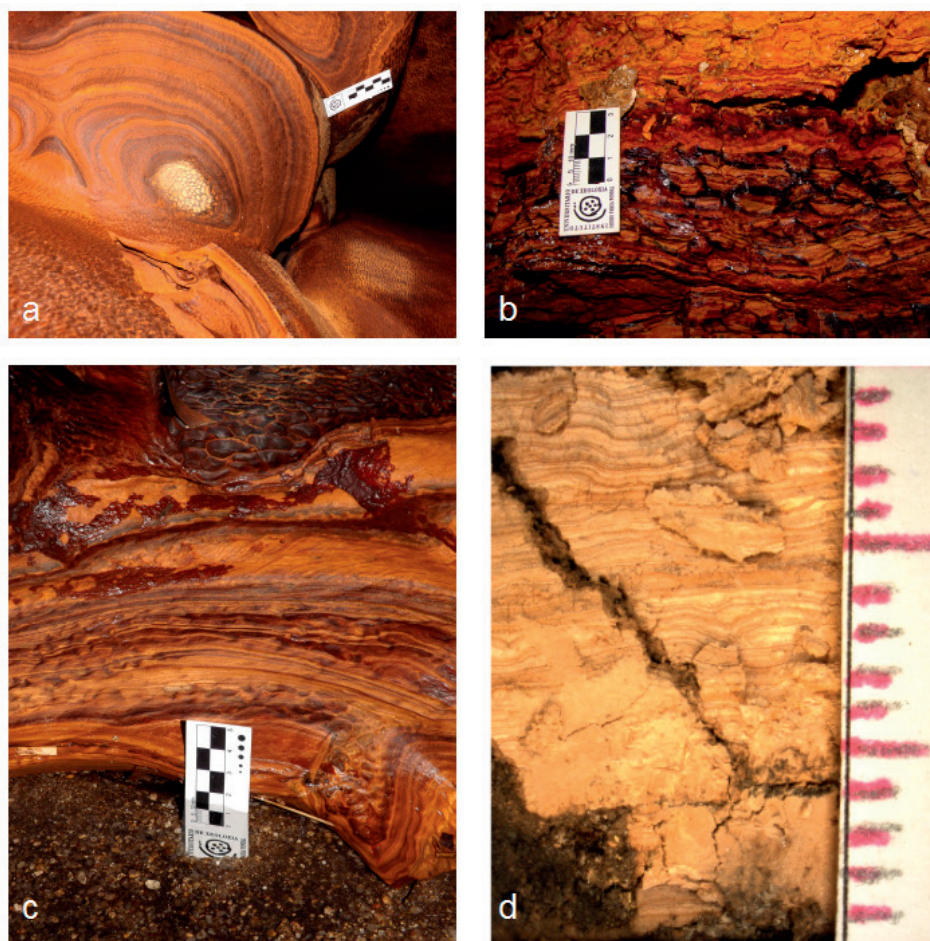


Figura 5.10: Depósitos de pigotita: Fotografías a escala macro (a, b, c) de depósitos erosionados o rotos. Fotografía a escala micro, realizada mediante lupa (d), cortesía J.R. Vidal-Romaní.

En algunas cuevas, en roturas de los depósitos, se han observado bandas negras que marcan discordancias en la serie rítmica y que evidencian la existencia de fases anormales en las que prevalecerían las condiciones de acompletionamiento del Fe.

Los estudios realizados por SANJURJO et al. (2016) muestran que estos depósitos están relacionados con la presencia de suelos en la superficie por encima de la cueva.

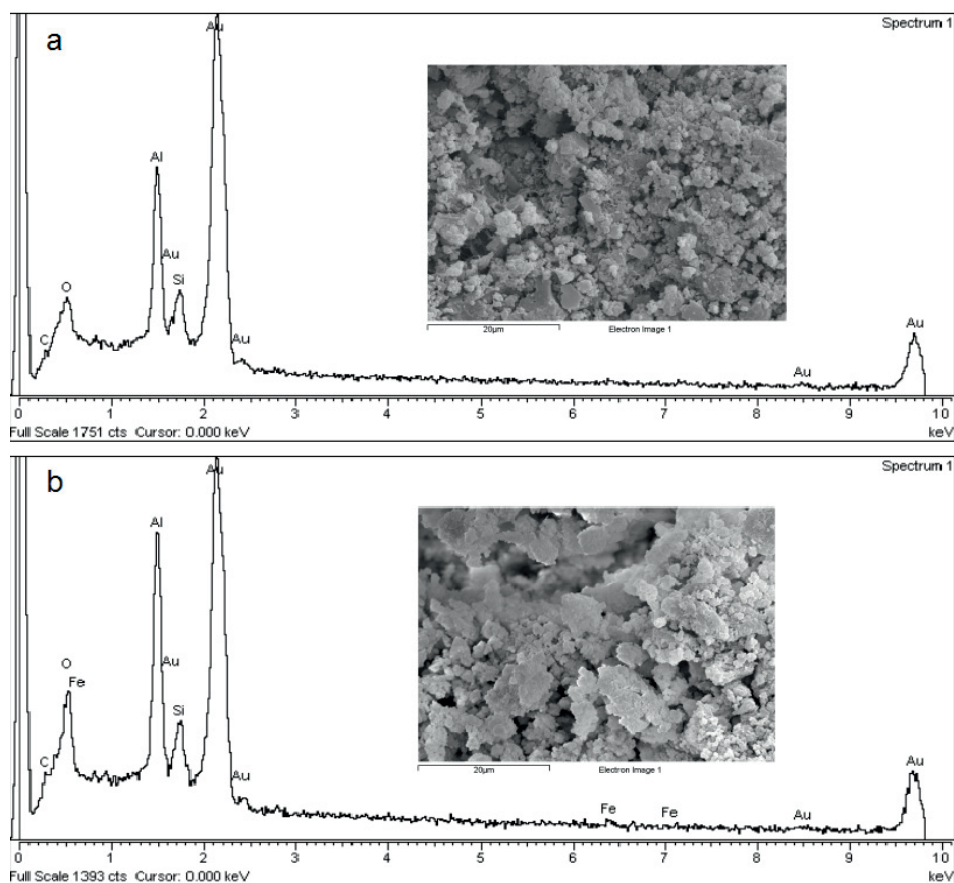


Figura 5.11: Espectroscopía de las bandas claras (a) y oscuras (b) de una muestra de pigotita. Material cortesía J.R. Vidal-Romani.

5.2.6.4. Espeleotemas de silicio

Es una de las mineralogías secundarias más frecuente en las cavidades estudiadas en esta Tesis, presentándose como depósitos de ópalo amorfo (ópalo-A, $\text{SiO}_2 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$) (VIDAL-ROMANI et al., 1984; 2010; 2015). Este mineral ha sido caracterizado mediante diferentes técnicas analíticas: análisis químico elemental, XRD, XRF y DTA-GTA (VIDAL ROMANÍ et al. 2010).

En las cuarcitas de los tepuis de Venezuela AUBRECHT et al. (2012), señalan que los espeleotemas presentes tienen una composición es muy simple, estando formados por varios tipos de ópalo, principalmente ópalo-A, ópalo-CT o cuarzo.

La formación de espeleotemas de silicio es un fenómeno que se presenta en cuevas desarrolladas en una gran variedad de rocas, desde sedimentarias (areniscas y cuarcitas), metamórficas (gneises, metavulcanitas ácidas, etc.), volcánicas (riolitas, dacitas, basaltos) y plutónicas (granito, graniodorita, cuarzodiorita) (VIDAL-ROMANÍ et al., 2013). También han sido localizadas en cuevas desarrolladas en diques de cuarzo (VAQUEIRO 2004). En principio se pueden desarrollar este tipo de espeleotemas siempre que la roca de partida contenga sílice, siendo

más abundantes las formas cuanto mayor contenido en silicio tenga la roca. Así, en rocas básicas tipo gabros, dioritas, peridotitas y basaltos este tipo de espeleotemas son menos habituales, si bien se producen otros minerales autigénicos formados por elementos presentes en la propia roca como carbonatos de calcio, magnesio, hierro, plomo, etc.(VIDAL-ROMANÍ et al., 2013; WEBB & FINLAYSON, 1984; 1987).



Figura 5.12: Espeleotema de ópalo-A desarrollado en el extremo de un fenocristal de feldespato. Muestra localizada en el sistema de *A Cunchosa* (Cangas, Pontevedra). El crecimiento de estos espeleotemas es indicativo de una sucesión de procesos a nivel local, sin grandes desplazamientos o migraciones de los microclastos y residuales de la alteración.

La precipitación del silicio disuelto se produce a través de dos procesos fundamentalmente, uno químico por sobresaturación debida a la evaporación del agua complementado por otro biológico en el que los microorganismos actúan de soporte físico sobre el que precipita el ópalo amorfo. Estos dos procesos dan lugar a una primera clasificación de los depósitos de silicio resultante en dos grandes grupos de espeleotemas:

1. Espeleotemas silíceos inorgánicos: Son aquellos en los que para su desarrollo no parece obvio la intervención de microbios u otros organismos, se forman por goteo, flujo o goteo-flujo a partir de disoluciones de SiO_2 saturadas, como si de formas kársticas se tratase. En su estado inicial, forman pequeñas estalactitas huecas tipo macarrón (soda-straw-like stalactites) que en cuevas en granitos son formas milimétricas, pero que en cuarcitas dan

lugar a formas con desarrollo incluso métrico (AUBRECHT et al., 2012). Este tipo de espeleotemas han sido descritos principalmente en cavidades desarrolladas en cuarcitas y en alguno tubos volcánicos. Generalmente no tienen estalagmita asociada, y en la zona de goteo solamente se desarrolla una costra o pequeño flowstone.

2. Los bioespeleotemas que son espeleotemas de sílice desarrollados por mediación de diferentes micro-organismos. En general pueden considerarse cuatro fases principales en el desarrollo de estos espeleotemas: una primera, en la que se produce la acumulación de granos minerales producidos por la desagregación de la roca; una segunda fase en la que los microorganismos colonizan estas acumulaciones; una tercera fase en la que como consecuencia de la actividad orgánica de dichos microorganismos se comienza a producir el ópalo biogénico; y una última y cuarta fase que consiste en la aparición de triquitos constituidos por minerales autigénicos (VIDAL-ROMANÍ et al., 2013).

El depósito de la sílice amorfa y el desarrollo de los microorganismos en el espeleotema son dos fenómenos que, si bien uno desencadena al otro, posteriormente se retroalimentan en etapas sucesivas a lo largo del tiempo (LÓPEZ-GALINDO, 2013). Es decir, aunque los microorganismos son los que en origen, propician la disolución de la sílice (MALINOVSKAYA et al., 1990; TAKAO, 1965; BARKER et al., 1997), cuando este reprecipita como ópalo-A, también favorece a su vez para el desarrollo de estos seres vivos (WAINWRIGHT et al., 2003; WAINWRIGHT, 1997; KUZNESTOV, 1975). Además cuando el agua contenida en el gel de sílice evapora produciendo la precipitación de ópalo, puede dejar sepultadas, y así fosilizadas, muchas formas de vida que pasarán a formar parte de la matriz del espeleotema. Todos estos factores justifican el nombre de bioespeleotemas (VIDAL-ROMANÍ et al., 2010; 2013).

La mayoría de los espeleotemas de sílice estudiados en rocas magmáticas pertenecen al grupo de los bioespeleotemas. Se han identificado en distintos tipos de rocas magmáticas, situadas en entornos geográfico-climáticos variados, desde húmedo-templado hasta regiones frías (España, Portugal, Isla Azores, Reino Unido, Alemania, Polonia, República Checa, Suecia, Finlandia, Corea), regiones tropicales (Brasil, Venezuela, Madagascar) y regiones áridas (Sur y Oeste de Australia, Argentina, Nigeria, Swazilandia, México, U.S.A., Irán). A pesar de las amplias variaciones climáticas y litológicas los espeleotemas resultantes presentan los mismos rasgos sedimentológicos y mineralógicos e inclusive los microorganismos asociados (VIDAL-ROMANÍ et al., 2014).

Atendiendo a su morfología, y eliminando en la medida de lo posible cualquier referencia a la génesis del espeleotema debido a que esta solamente podrá ser conocida bajo examen con microscopio electrónico, se consideran dos grandes tipos de espeleotemas (VIDAL-ROMANÍ et al., 2010; 2014). Se evita así el uso de los términos de formas kársticas similares y que podría dar lugar a considerarlas como formas equivalentes:

1. **Espeleotemas cilíndricos.** Se consideran tres subtipos:
 1. Espeleotemas cilíndricos individualizados: Son espeleotemas (VIDAL ROMANÍ & VILAPLANA, 1984) desarrollados en las paredes, techos o suelos de las cavidades, y que crecen por el movimiento capilar del agua acumulada en los depósitos procedentes de la alteración de la roca. Son formas generalmente delgadas, de hasta 4 mm de diámetro, y con un desarrollo longitudinal de entre 1 y 15 mm. En algunos casos pueden desarrollar drusas de calcita o yeso, pequeños cristales o maclas (whiskers) en el/los ápice(s) del espeleotema. Ver figura 5.13.
 2. Espeleotemas en manto o césped (grass-shaped speleothems): Son agrupaciones de numerosas formas cilíndricas muy delgadas (máximo 2 mm de diámetro) y que aparecen asociadas formando conjuntos en los techos o paredes de la cavidad. Estos

espeleotemas se forman por el crecimiento de bacterias filamentosas, guiado por el movimiento capilar del agua desde el aglomerado basal hacia el ápice de la forma. También pueden desarrollar drusas de calcita o yeso, pequeños cristales o maclas (whiskers) en el/los ápice(s) de los espeleotemas y que aparecen cementados por ópalo. Ver figura 5.14.

3. Microestromatolitos terrestres: Este tipo de espeleotemas se han descrito en cavidades desarrolladas en areniscas (AUBRECHT et al., 2008) y cuarcitas (AUBRECHT et al., 2012), pero no habían sido descritos en cuevas en rocas magmáticas hasta hace poco (VIDAL-ROMANI et al., 2014). Se forman por el crecimiento de cianobacterias que viven mientras existe humedad en la cueva, muriendo o cesando su actividad durante la estación seca, y dando así origen a un sustrato orgánico-mineral para la siguiente generación en el siguiente período húmedo. Esta mata de organismos actúa como una trampa para los sedimentos y es a menudo cementada por el ópalo-A el cual precipita cuando el hidrogel de sílice (silicon hydrogel) pierde agua por evaporación. El patrón de crecimiento estromatolítico en capas rítmicas se puede apreciar en las secciones transversales de estas microformas. Estos microestromatolitos terrestres crecen en cualquier dirección, colgando desde el techo, sobre las paredes o sobre el suelo de la cueva pero nunca relacionado con procesos de goteo. Ver figura 5.15.
2. **Espeleotemas planos**, (ver figura 5.16) se distinguen dos subtipos:
 1. Estructuras asociadas a gotas de agua(VIDAL-ROMANI et al., 2014): Son pátinas sobre la superficie rocosa de espesor variable y del orden microgranos (1 micrón de diámetro) formados por clastos de mineral, procedente de la alteración de la roca y transportados a corta distancia desde su posición original. El agua mueve arrastrando a los granos de roca producidos previamente por alteración, primero como pequeñas películas y posteriormente, cuando se reduce el flujo de agua y comienza la evaporación, la tensión superficial da lugar a la división de la película de agua en gotas, que se adhieren al techo, paredes o suelo de la cueva, o incluso en los cantos de los bloques (efecto borde), aglomerando los granos de mineral alrededor de las gotas. El resultado final es una intrincada morfología de campos de microgours. El factor clave en este proceso de sedimentación es la baja velocidad de movimiento de la película de agua y que no llega a sobrepasar la fuerza de adhesión entre la superficie rocosa (sobre la que se mueve) y la suspensión arena-agua. En superficies escalonados, los bordes del microgour (rimstone dams) presentan elongación en la dirección del flujo de agua.
 2. Coladas y formas asociadas (Flowstone, rimstones and microgours): Son recubrimientos de la superficie rocosa en la cueva, con espesor variable y que puede ocultar la micro-rugosidad de la roca. Son acumulaciones desordenadas de clastos de mineral empujados por la lámina de agua durante la fase húmeda y remarcadas por acumulaciones lineales con superficie sinuosa detrás de la que se puede almacenar agua temporalmente. Las distintas formas de flujo aparecen en superficie planas (en techo o suelo), superficies inclinadas, subverticales e incluso extraplomadas siempre y cuando la velocidad de flujo no sobrepase el umbral de adherencia superficial agua-roca.

Este tipo de espeleotemas son microformas de tamaño milimétrico que rara vez superan los 3 cm de longitud. Como caso anecdótico en la zona de estudio, en la fuma de Coliño, en la Illa de Ons (Parque Natural de las Illas Atlánticas), se han localizado espeleotemas (ver figura 5.18.a) que presentan morfología “kárstica” de flujo-goteo, combinando estalactitas y estalactitas abanderadas (drapery, composite flowstone-dripstone). Se han interpretado como espeleotemas silíceos, si bien, al situarse dentro de un Parque Natural no se han podido obtener muestras para su estudio.



Figura 5.13: Espeleotemas de ópalo-A: Cuevas en cuarcitas en (a) O Courel y (b) en Santiago de Alcántara; (c) conjunto de espeleotemas cilíndricos en techo (*Cova dos Morcegos*, Pindo); (d) Crecimiento de espeleotemas asociados a la zona de infiltración (circulación fisural) en el bloque (*Castelo das Furnas*, Portugal); (e) Detelle de microestalactitas en *A Porteliña* (Vigo).

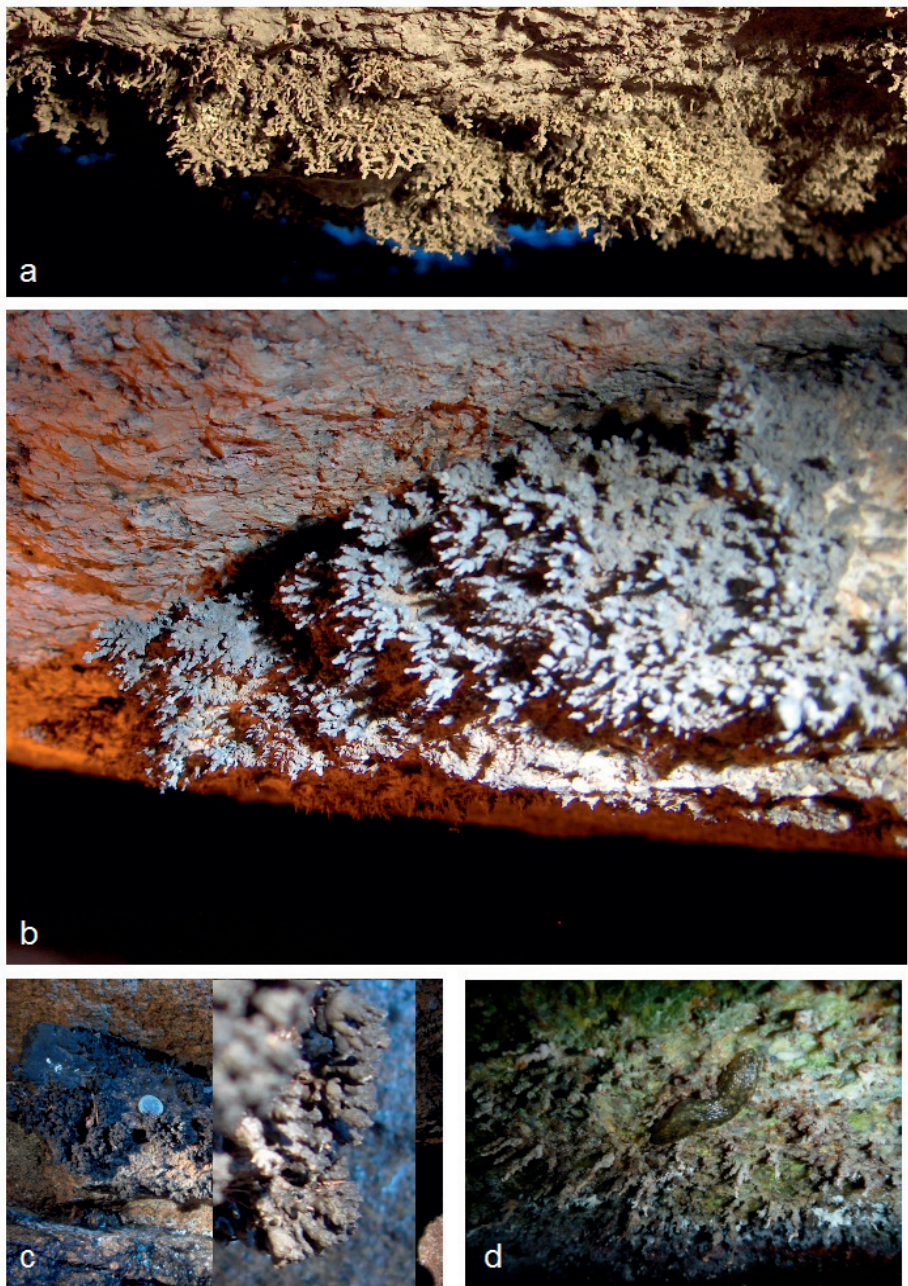


Figura 5.14: Agrupaciones de espeleotemas de ópalo formando un manto (*grass-shaped*): (a) *O Forno* (Castelo das Furnas, Portugal); (b) *Sima de A Furna* (Castelo das Furnas, Portugal); (c) *Sistema de O Cibro* (Pindo). Se adjunta detalle lateral del depósito; (d) *Sistema Cobreiras* (Serra do Galiñeiro). La babosa encima de los espeleotemas permite apreciar el tamaño de los espeleotemas aislados.

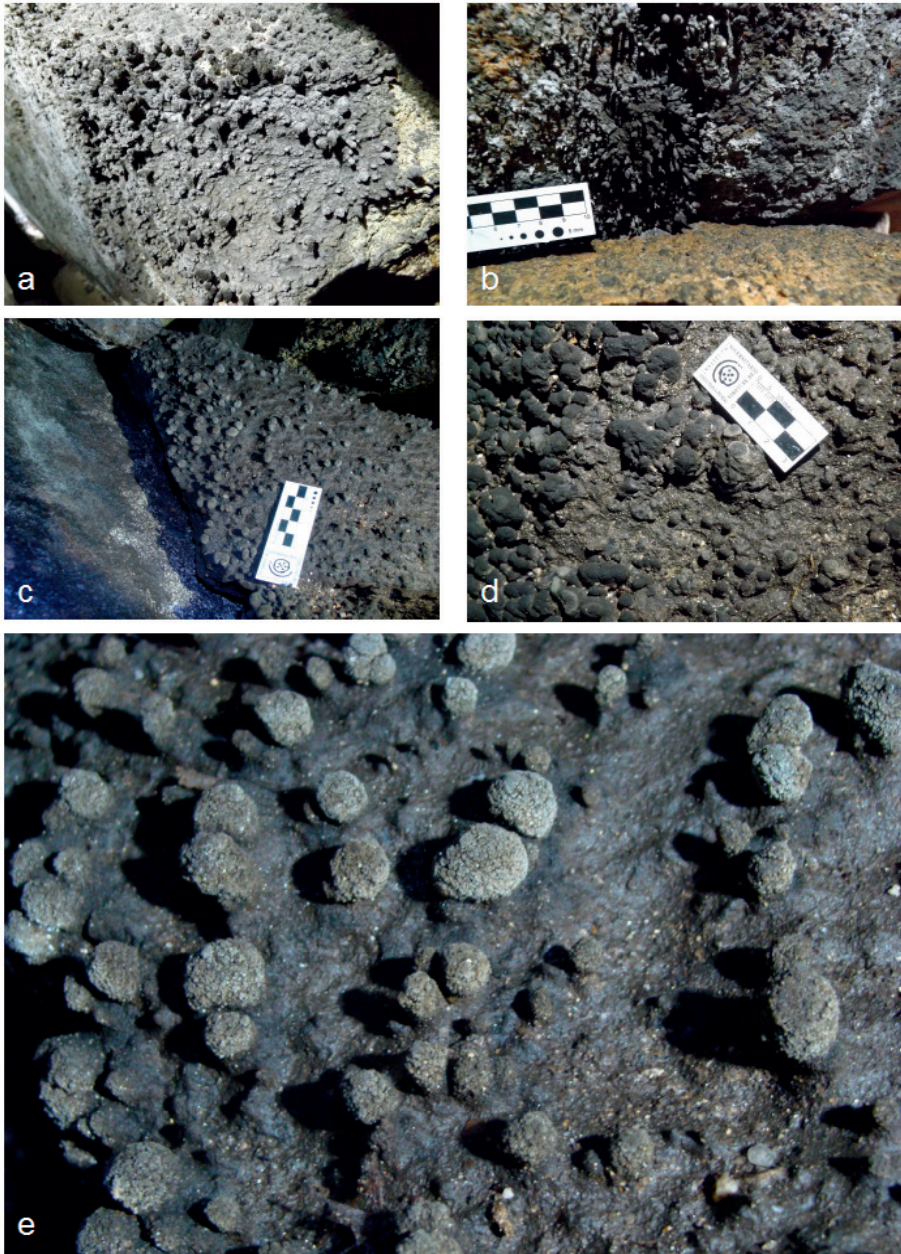


Figura 5.15: Formas nodulares (estromatolitos terrestres): (a) Sistema de *A Trapa* (Ribadelouro-Tui); (b) Sistema de *O Cibro* (Pindo); (c) Sistema de *A Trapa*; (d) Sistema de *A Cunchosa* (Cangas); (e) Detalle del depósito (c).

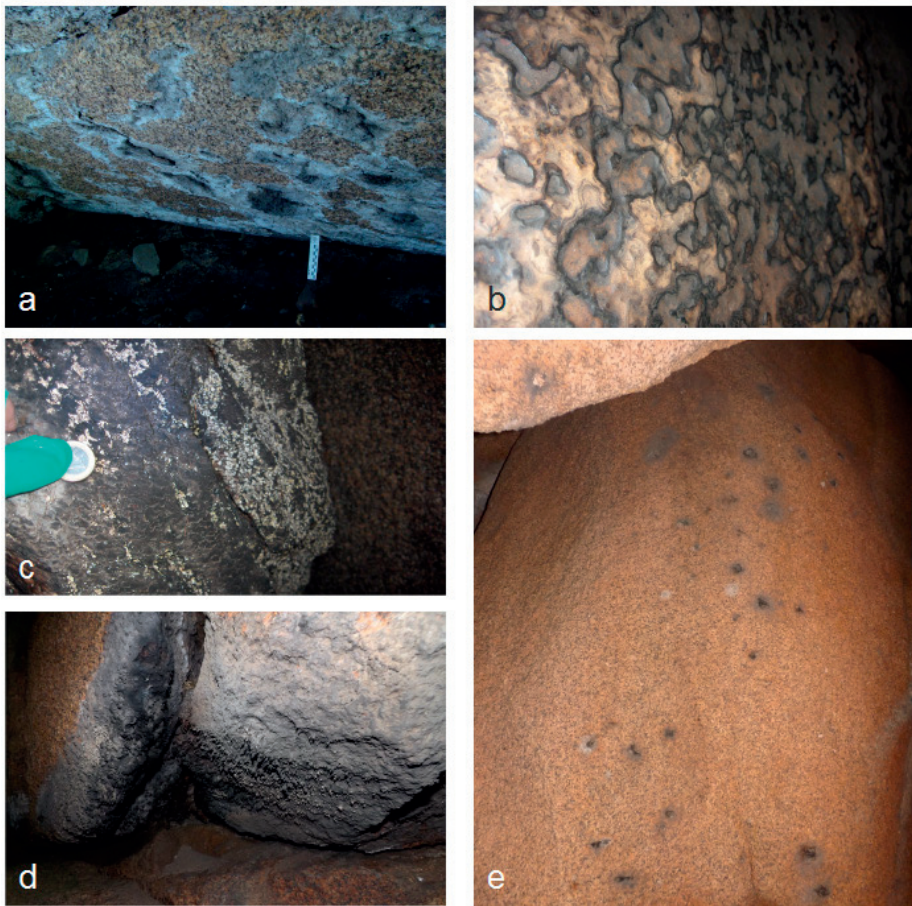


Figura 5.16: Espeleotemas planos: (a) Costras y eflorescencias de ópalo-A trazando las fisuras por dónde infiltra el agua. *O Forno* (Castelo da Fuma, Portugal); (b) *Diabla Dizura* (Polonia); Depósito tipo *flowstone* con microgours milimétricos. *A Porteliña* (Vigo); (d) Superficies y bordes recubiertos de ópalo (costra y *flowstone*). Las formas nodulares y estalactitas se concentran hacia los bordes y superficies extraplomadas. Sistema *O Cibro* (Pindo); (e) eflorescencias de ópalo-A trazando los poros por dónde infiltra el agua. Sistema *O Cibro* (Pindo).

5.2.6.5. Calcita

En algunas cuevas en granitos también aparecen espeleotemas de calcita. Es el caso de la galería llamada Calcite Room en el sistema "Take It For A Granite Cave" en California (com pers. Dave BUNNELL, 2016). Ver figura 3.19 en capítulo 3.

El basamento de Sardinia está compuesto por rocas Hercínicas de las que al menos un 40% son granitos. En la zona centro-este, los batolitos graníticos están cubiertos con carbonatos del Mesozoico. SANNA et al. (2011) describen espeleotemas de calcita en la cueva Murgalavo' Cave recubriendo los bloques de paredes y techos de una profunda red de drenaje desarrollada en el contacto entre las dolomitas y los granitos: "The overall bedrock contours of the cave passages are smooth and white stalactites and draperies hang from the

granite ceiling whereas a small underground river flows in between the boulder-choked floor”. Ver figura 5.17.

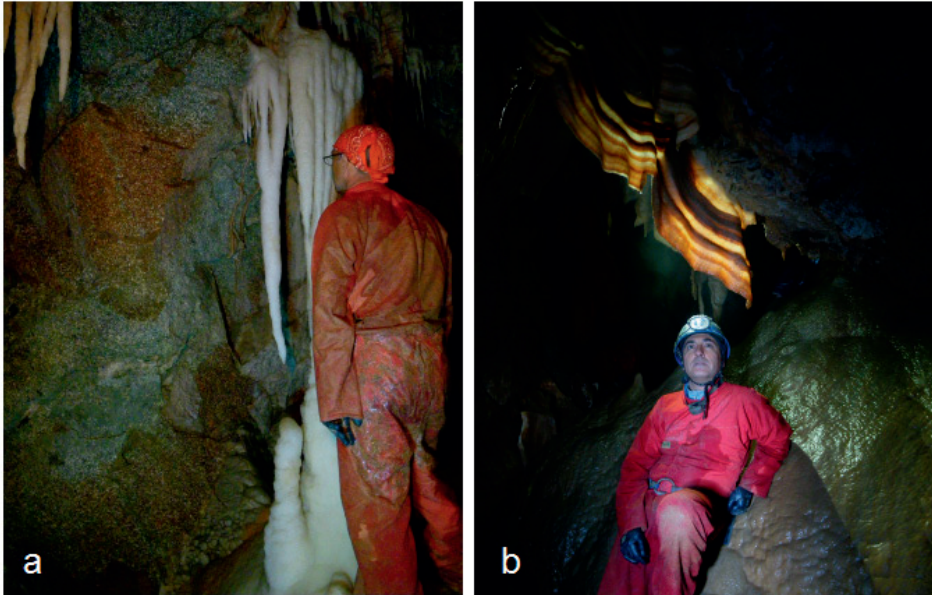


Figura 5.17: (a) Conjuntos de estalactitas y estalagmitas de calcita blanca desarrolladas en los cantos de los bloques por donde se produce la escorrentía de agua desde el nivel kárstico suprayacente. (b) banderolas (draperies) de calcita suspendida de los techos graníticos. Fotografías tomadas de la presentación de SANNA et al. (2011).

A una escala menor, THERESE et al. (2014) describen en una cueva de mar en Suecia, la presencia de bioespeleotemas formados por intercalaciones de calcita y ópalo:” Tjuv-Antes grotta (Tjuv-Ante's Cave) located in northern Sweden is a round-abraded sea cave ('tunnel cave'), about 30 m in length, formed by rock-water abrasion in a dolerite dyke in granite gneiss. Abundant speleothems are restricted to the inner, mafic parts of the cave and absent on granite parts. The speleothems are of two types: cylindrical (coralloid, popcorn-like), and flowstone (thin crusts). Coralloids correspond to terrestrial stromatolite speleothems in which layers of light calcite alternate with dark, silica-rich laminae. The dark laminae are also enriched in carbon and contain incorporated remains of microorganisms. Two types of microbial communities can be distinguished associated with the speleothems: an Actinobacteria-like biofilm and a fungal community. Actinobacteria seem to play an important role in the formation of speleothem while the fungal community acts as both a constructive and a destructive agent”.

5.2.6.6. Espeleotemas y bioespeleotemas no identificados

Se han localizado varios depósitos con morfología de espeleotemas pero que no se han estudiado. Algunos dan lugar a microformas asimiladas con bioespeleotemas, mientras otras dan lugar a espeleotemas de goteo/flujo-goteo muy definidos, lo que resulta atípico o al menos poco frecuente. Se incluyen ejemplos en la figura 5.18.

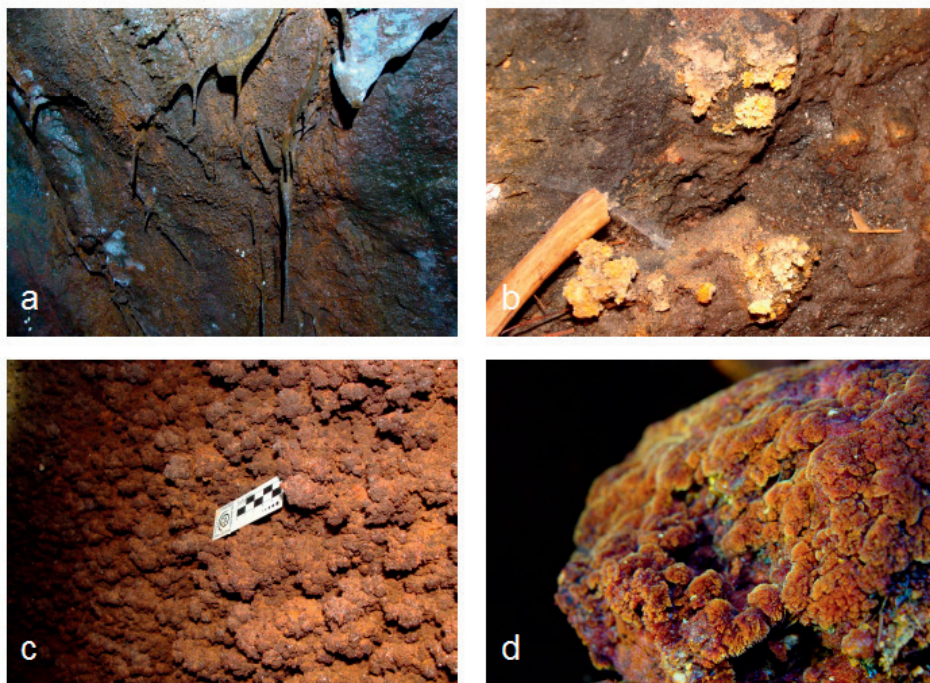


Figura 5.18: Formaciones atípicas con mineralogía no identificada: (a) Espeleotemas de goteo o compuestos goteo-flujo de hasta 15 cm de desarrollo. *FurnaColiño*, Illa Ons; (b) Espeleotemas localizados sobre clastos en el suelo en una de las cavidades del sistema *Cobreiras* (Serra do Galiñeiro), los neominerales estaban en bloques con restos óseos próximos; (c) Espeleotemas con forma de ramillete de coliflor (inflorescencias), *FurnaColiño*, Illa Ons; (d) Otro tipo de inflorescencias, desarrolladas sobre los bloques bajo las zona de goteo de *Furna da Laghoa*, Cabo Silleiro.

5.2.7. Trampas naturales: Restos Paleontológicos y Arqueológicos

Al igual que ocurre en el karst los espacios subterráneos dentro de las cuevas y sistemas de cuevas en rocas magmáticas, están protegidos total o parcialmente de la luz y de las precipitaciones, no se desarrolla vegetación salvo en las entradas y permanecen bajo unas condiciones climáticas más estables (con oscilaciones más atenuadas) que en el exterior (ver capítulo 6). Esto conlleva que la cueva protege a los depósitos y registros asociados de numerosos eventos, lo que permite su conservación durante miles de años. Hemos visto en apartados y capítulos anteriores como algunos de los depósitos alcanzan edades fini-Holocenas e inclusive Pleistocenas.

Los depósitos de cueva que hemos denominado heterogéneos preservan trazas de animales que podrían habitar o refugiarse en las cuevas (ver figura 5.19.a, fotografía de un cráneo de gato localizado en la Gran Diaclasa de A Trapa), o que habrían caído en su interior al saltar entre los bloques superficiales. La fotografía 5.19.b muestra un depósito de restos óseos de cabra en el sistema de A Trapa. La mayoría de estos restos están asociados a niveles altos de cueva, generalmente no afectados por avenidas. También se han localizado restos de ovicáprido en la sima de A Furna, en el sistema Tronceda, y restos indeterminados en los sistemas de O Folón y Adeghas. En los niveles altos de Albarellos se han localizado restos óseos de ciervo y vaca, y en su interior, en una zona aislada el cadáver de un jabalí en descomposición y que habría atravesado más de 100 m de curso turbulento y tubos de presión.



Figura 5.19. Sistema de A Trapa: (a) Cráneo de gato localizado en el interior de la *Gran Diaclasa*, en el sector *Féveros*; (b) un osario localizado en el nivel alto de la *Sala Fumetas*, entre los sectores *Féveros* y *Dolina*.

Por la naturaleza del propio substrato, el medio, sedimento y suelos presentes, es ácido. El elemento más común en la composición mineral del hueso es la bioapatita – hidroxiapatita (TURNER-WALKER, 2008), que se vuelve más soluble conforme el nivel de pH del medio decrece por debajo de 6.5 (LÓPEZ-FLORES, 2003), lo que implica la difícil conservación de restos óseos en los sistemas graníticos. Además la disposición de los restos en niveles altos, sometidos potencialmente a procesos de humectación y desecación favorecería la hidrólisis y lavado de Ca^2 y PO_4^{2-} , debilitando los restos. El pH del agua subterránea también determina que otros iones están presentes en las disoluciones, permitiendo un intercambio de iones con los huesos, lo que modifica estructura y coloración (TURNER-WALKER, 2008). Casi todos los restos descritos, principalmente los de A Trapa y Albarellos, son aparente modernos.

GILLI (2011), indica que en el kasrt: “... In addition to fossils, caves also preserve the traces of animal activity, such as bear claw marks or the hollows they excavated to hibernate in. Prehistoric humans also left behind numerous traces of their activity, in addition to their bones and tools”.

En las cavidades estudiadas no hay indicios de actividades realizadas por animales (más allá de los quirópteros, insectos y anfibios). En Las Potras se observó una nutria en el interior del sistema, próxima a la surgencia, y restos de cangrejo y moluscos en donde los comió. También, y próximas a Tronceda, en las calizas de Vegadeo en Mondoñedo, se han identificado marcas (arañazos) de oso en las cuevas de As Meigas (Sasdónigas) y Cova dos Arcos (Mondoñedo), lo que hace presumir la posibilidad de uso de las cuevas plutónicas también por estos animales.

Las primeras referencias en Galicia sobre la existencia yacimientos en cuevas en granitos pertenecen a los trabajos de RAMIL SONEIRA (...). VIDAL-ROMANI (1980) pone en evidencia la importancia de estos trabajos por cuanto se considera, por primera vez, las cuevas en granitos como un nuevo tipo de entorno arqueológico: “... Desde el punto de vista del prehistoriador, es en las cuevas donde en determinados momentos durante la prehistoria se desarrolla la actividad humana... La suposición de la que se había partido por la mayoría de los investigadores era de inexistencia de “cuevas” en el dominio granítico. Esta falsa hipótesis fue brillantemente rebatida por el prehistoriador J. Ramil Soneira con sus excavaciones en la zona granítica del Xistral (Lugo), donde investigó numerosos refugios de alero graníticos en los que encontró abundante industria lítica desarrollada sobre microlitos de cuarzo.... Demostró Ramil entonces, de una manera práctica que existía otro tipo de entorno en el que el hombre podía temporalmente vivir o refugiarse...”.

En la actualidad son muchos los yacimientos asociados a refugios y pequeñas cavidades.

Inclusive se han descrito pinturas rupestres en algunos tafoni de los Barruecos de Malpartida, así como la existencia de petroglifos en diversas cuevas.

Se han identificado restos arqueológicos en los sistemas de A Cunchosa, A Porteliña, O Folón, A Trapa, O Cibro y Adegas. Aparecen bien asociados a los depósitos heterogéneos, bien en pasajes o repisas, emplazados in situ, o bien colgados entre los bloques en techos y paredes..

Uno de los primeros sistemas estudiados arqueológicamente fue el de A Cunchosa. El yacimiento ha sido interpretado como un conjunto de grietas y abrigos en el que se identifican dos grupos y episodios de ocupación (SUAREZ OTERO, 1997). Un primer momento que representa un Neolítico inicial avanzado, y un segundo grupo que habría que situarlo en un momento pleno o tardío de la Edad de Bronce. Se desconoce el emplazamiento o configuración de los yacimientos citados. En la actualidad, durante los trabajos topográficos de este sistema (en 2014-2015), se han localizado fragmentos cerámicos colgados entre los bloques del techo, también caídos en zonas de aguas lentas y formando parte de depósitos fluviales, y también como parte de depósitos heterogéneos. Inclusive se conserva un molino navicular labrado en un bloque de granito dentro de la Sala del Molino en la galería del río (ver figura 5.20).

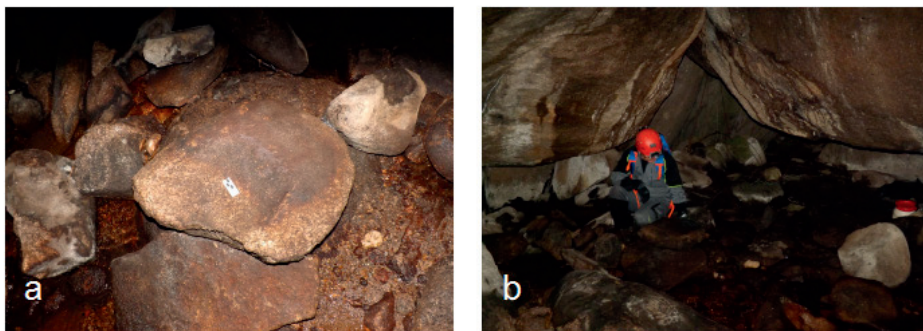


Figura 5.20. Sistema de A Cunchosa: (a) Molino navicular localizado en la *Sala del Molino*; (b) El espeleólogo se sitúa junto al molino de piedra localizado en el centro de la sala. Fotografías M. Vaqueiro 2016. En 1998 en el acceso a esta sala había varias lajas con molinos similares que actualmente han desaparecido.

En O Folón se han localizado hasta 65 piezas de material cerámico y lítico. Parte de los materiales y que se correspondían con un primer ajuar rescatado en esta cueva fueron estudiados por HIDALGO-CUÑARRO et al. (1997) quienes consideran existen claramente dos grandes momentos en la ocupación prehistórica de estas cavidades: El primero de ellos responde a ambiente calcolíticos que sitúan a grosso modo en la segunda mitad del III milenio a.C. El segundo momento lo sitúan en un Bronce Pleno y/o Tardío, segunda mitad del milenio II a.C. Señalan además que “.... Se trataría, en fin de interpretar los restos aparecidos en O Folón, como la recurrencia de dos secuencias de acontecimientos distintas, una entre el Neolítico Final y Calcolítico, y otra entre el Bronce Pleno y el Bronce Final, con motivaciones no demasiado claras. Parece que determinados restos tenían una disposición intencionada dentro de las cavidades.... Se localizaron piezas en gateras, pasos estrechos que lógicamente no podrían tener un uso habitacional... Sin embargo en contra de esa conjetura vemos que las cerámicas que hemos encuadrado en la segunda mitad del II milenio a.C., nos remiten más bien a recipientes de almacenaje, con grandes dimensiones y una acentuada robustez....”. ALONSO CUEVAS et al. (1997) señalan: “.... O coñecido no Folón volta redundar na funcionalidade ritual prehistórica do espazo espeleolóxico”.

Los dos ajuares de materiales localizados en este sistema se presentaban en superficie, bien sobre el suelo, entre fragmentos de roca y cantos rodados de tamaño centi-decimétrico, bien en repisas rocosas elevados sobre el piso de la galería o sala (como ejemplo 2121/Fo13, con referencia a HIDALGO-CUÑARRO et al. (1997), equivalente a la F-13 de ALONSO CUEVAS et al. (1997)), o bien colgando entre los bloques del techo y que se asumen provenían de un espacio situado en una cota más alta. Hay materiales de O Folón que presentan concrecionamientos de ópalo-A superficiales, principalmente en fragmentos suspendidos entre bloques. También han aparecido asociados a coladas de pigotita, estando los fragmentos cerámicos afectados por la deposición del biomineral. En algunas zonas de la cavidad, en la Gran Dolina, hay restos cerámicos integrados y preservados dentro de algunas coladas de pigotita aisladas. Algunas de estas alteraciones superficiales, sin contextualización, han sido destacadas en el estudio ergológico por HIDALGO-CUÑARRO et al. (1997). Hay piezas que aparecieron rellenas de cenizas, parcialmente volcadas en el fondo de pasajes definidos por diaclasas y asociados a depósitos heterogéneos en niveles próximos, pero elevados sobre el curso activo (ejemplo 2121/Fo-23 con referencia a HIDALGO-CUÑARRO et al. (1997)).

Los materiales rescatados en el sistema Adeghas (Carballiño) han sido asignados a la edad del Bronce por SUÁREZ-OTERO (2015), quien describe el yacimiento como “... recipientes atopados nas grechas dunha penedía granítica sita no lugar de Grobas no Penedo...” (ver figura 5.21.f.). Los materiales en realidad se localizan en los pasajes y galerías que configuran la cueva y se circunscriben a los niveles más altos del sistema (en relación al curso subterráneo). También se se han localizado materiales suspendidos en resaltes y pozos que descienden hacia el canal activo, y fragmentos caídos, integrados en depósitos heterogéneos. Destacar que con cierta profusión aparecen fragmentos de diversos tamaños colgados en las bóvedas (ver figura 5.21.b), atrapados entre los bloques que configuran el techo del pasaje.

SUÁREZ-OTERO (2015) interpreta el espacio como inhabitable: “...O contexto é, por tanto, o agochamento de vasos cerámicos enteiros en espazos que, polas súas características e localización, resultan inhábiles para calquera actividade humana que non fose afastar intencionalmente obxectos do ámbito do cotián. E tratándose de recipientes cerámicos, semella máis crible que a intención non fose agochalos, dado que carecen de valor material intrínseco, senón depositalos, eles ou o que puidesen conter, amortizándoos nun espazo alleo e mesmo inconveniente a funcións ou significados relacionados coa vida material...”, y relaciona la actividad subterránea con funciones rituales: “...Posto que, en definitiva, de cerámicas utilizadas en funcións rituais estamos a falar, e de ritos que precisaban da cova ou abrigo baixo o rochedo granítico como «topos» específico deses ritos.”

Durante los trabajos topográficos en A Trapa se evidenció la existencia de numerosos restos cerámicos, mayoritariamente fragmentos de gran tamaño, inclusive vasos y recipientes prácticamente enteros. En 2010 Reinaldo Costas y Marcos Vaqueiro, habían señalado más de 19 estaciones topográficas que presentaban restos cerámicos en sus proximidades: La mayoría de los materiales se presentaban en superficie, entre los bloques que conforman el pasaje, también en las rampas y niveles definidos por la estructura de lajas abiertas. Rara vez en zonas inundables o en paleoniveles. Y bastantes fragmentos en los límites de pasajes, caídos en en fracturas abiertas (nivel alto) o colgando del techo (niveles subyacentes). También se habían identificado materiales líticos y cerámicos en zonas exploradas, pero no topografiadas, principalmente en los abrigos situados en el perímetro de la Dolina.

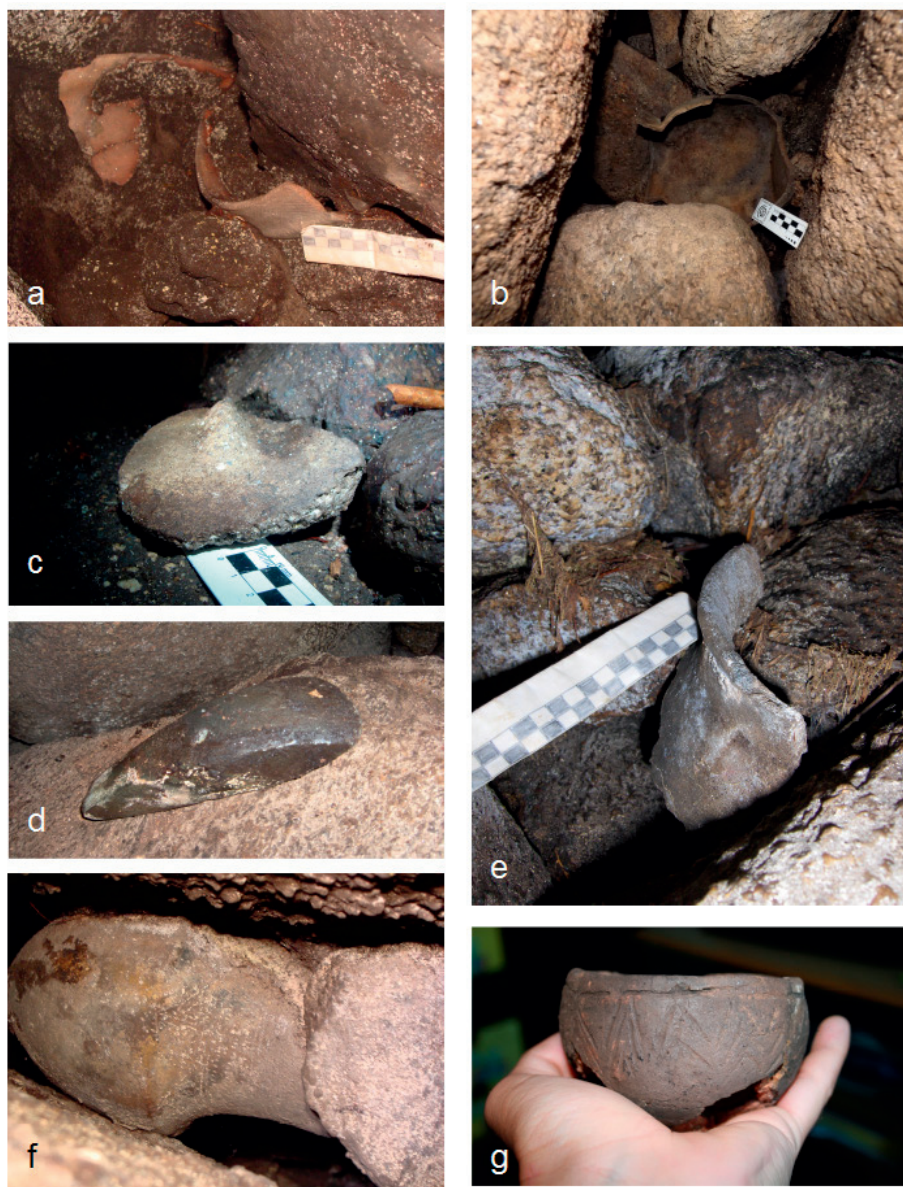


Figura 5.21: (a) Vaso de gran diámetro localizado en cota de paleonivel de *A Trapa*; (b) fragmento de vaso de fondo plano de unos 20 cm de diámetro. Material *in situ* colgado en el techo de un pasaje en fisura. Esta disposición es indicativo de un colapso producido después del emplazamiento del vaso dentro de la cavidad y en un nivel superior que ha colapsado; (c) fragmento localizado durante los trabajos de esta tesis en *O Folón*. Fragmento *in situ*; (d) hacha pulida de anfibolita. Sistema de *O Folón*; (e) fragmento de vaso localizado en los abrigos de la vertiente S, junto a la *Dolina* del sistema de *A Trapa*; (f) vaso decorado, material *in situ*, rescatado en *Adeghas* (Carballiño) asignado al Bronce; (g) vaso localizado en los grandes abrigos situados en el sector del *Sumidero* de *A Trapa*. Fotografías M. Vaqueiro 2.006-2.016.

La memoria de la campaña de prospección (VILAR PEDREIRA et al., 2014) confirma además la presencia de molinos con sus muelas, y un petroglifo en el perímetro de la Dolina. Este petroglifo actualmente está en cueva-abrigo (espacio semi-oscuro) pero el análisis de los deslizamientos locales en esta parte del sistema no dejan claro que el actual techo (una laja de gran tamaño) no forme parte de un colapso más reciente. Según la citada memoria, se han rescatado un total de 24 fragmentos o piezas cerámicas, 3 molinos planos de granito, una muela en granito, un pulidor en granito, un útil de corte en anfíbolita pulida y dos piezas en cuarcita. Los investigadores asignan edades: Paleolítico (piezas en cuarcita), Calcolítico-Bronce (principalmente) para el conjunto de materiales cerámicos, aunque también señalan algún fragmento Medieval. MENDEZ-QUINTAS et al. (2013) contextualizan el yacimiento de acuerdo con la actual morfología de la cueva: "... La zona donde se ubica la cavidad es de difícil acceso y tránsito, estando los espacios más amplios de la cueva vinculados a un curso de agua principal (río San Simón) que cruza y forma la cavidad, lo que la hace poco atractivo para su habitación. Dadas estas circunstancias, y las características de los materiales cerámicos, podremos hipotizar que la ocupación de la cavidad se ha realizado en un contexto de actividades rituales y, más concretamente, funerarias..."

En general los espacios han sido definidos directamente como inhabitables, por lo que los yacimientos se interpretan como espacios meramente rituales, aún cuando en algunos casos los materiales encontrados también apuntan a actividades más domésticas (HIDALGO CUÑARRO, 1997).

La presencia de materiales colgados o aislados en volúmenes relativamente reducidos pueden indicar la existencia de eventos posteriores a los distintos horizontes de ocupación. Eventos que se caracterizan por el colapso parcial y reducción de volúmenes y espacios, debido a que los movimientos de bloques se producen rellenando los espacios vacíos subyacentes. Estas cuevas son estructuras relativamente estables y por tanto sistemas dinámicos en constante evolución. En el capítulo 4 se han descrito distintas fases evolutivas en el sistema señalando inclusive una fase caracterizada por colapsos locales (deslizamientos vergentes al centro del canal) que reducirían los volúmenes originales en estos niveles y procederían al aislamiento de parte de los materiales localizados en este yacimiento.

Por otro lado el estudio de la dinámica microclimática de estas cuevas (ver capítulo 6) señala que las temperaturas en los yacimientos principales presentan una oscilación atenuada con respecto a las oscilaciones climáticas superficiales, con una temperatura media más estable, con mínimos de hasta 5° C por encima de los mínimos exteriores y con máximos de hasta 12° C por debajo de los máximos exteriores, simultaneados con humedades relativas medias de más del 60%. La proyección de la dinámica subterránea a períodos prehistóricos muestra que en los niveles superiores de estos sistemas existían condiciones de habitabilidad relativamente óptimas en comparación con las externas, y más si se procedía al cerramiento parcial de sus entradas y al calentamiento de los espacios. Si se contextualiza el yacimiento con la configuración espacial y dinámica microclimática existente durante la ocupación, la interpretación de los resultados arqueológicos podría resultar diferentes, pudiendo no ser descartable la hipótesis de uso doméstico.

La cartografía de O Folón, A Trapa, A Furna y A Cunchosa incluida en los anexos recoge la distribución de los materiales arqueológicos localizados durante los trabajos topográficos. Sobre la cartografía se han señalado las dataciones absolutas disponibles para los distintos tipos de depósitos (VIDAL-ROMANI et al., 2010; SANJURJO et al., 2013).

5.3. Valor intrínseco del patrimonio natural y cultural

Algunas de las especies citadas en el apartado dedicado a la biota, están incluidas dentro de grupos de especial protección. Requieren de la cueva para subsistir. Su protección conlleva la

preservación de la cueva. Pero la cueva no es agujero en una isla de roca. Su dinámica depende de su conexión con su entorno y de la continuidad de los flujos de agua, aire, intercambios de calor, etc. Preservar la cueva requiere la preservación conjunta de su cuenca y entorno.

Los depósitos que se han descrito presentan asociados una gran diversidad de información:

1. Los depósitos y materiales arqueológicos muestran unos horizontes de ocupación de cierta relevancia, y más pensando que estas grandes cuevas posibilitan actividades trogloditas que tradicionalmente se han vinculado casi exclusivamente a los terrenos kársticos. Por otro lado estos mismos materiales y depósitos aportan secuencias relativas: La existencia de un horizonte de ocupación determina el nivel de muro para un evento posterior (un deslizamiento o colapso que afecte a ese horizonte).
2. Los espeleotemas de pigotita, caracterizados por su elevado contenido en carbono, son datables C^{14} . La datación de formas de gran tamaño permite determinar los niveles de muro y techo de la forma, así como la duración de las condiciones que dieron lugar a la forma deposicional. Cabe opción a la determinación de O^{18} , isótopo que permite correlacionar δO^{18} con la temperatura.
3. Las ritmitas contienen entre otros minerales cuarzo, feldspatos y micas, con posibilidad de datación. La sedimentación rítmica da lugar a sucesiones de capas siendo posible estimar las edades de muro y techo del depósito que se conserva, estableciendo así una duración mínima del proceso deposicional y unas posibles fechas de inicio y terminación del proceso lacustre.
4. Los espeleotemas son esencialmente biominerales. A medida que los espeleotemas crecen, atrapan “partículas” provenientes de su entorno (polvo, polen, ácaros,...) y pueden sufrir cambios en su morfología o deformaciones, cambios en la velocidad de crecimiento, etc. que podrían proporcionar información sobre algunas condiciones ambientales dentro de la cueva. Además de las partículas atrapadas en el espeleotema, se fosilizan los diversos agentes biológicos implicados directamente en su desarrollo (bacterias, cianobacterias, ...). Son por tanto fuentes potenciales de ADN fósil y que pueden proporcionar tanto ADN antiguo como actual.

5.3.1. Registros paleoclimáticos

En el karst, los depósitos de sedimentos subterráneos reflejan las variaciones climáticas (GILLI, 2011). La espeleogénesis y formación de los bioespeleotemas de pigotita y ópalo-A están relacionados con el agua y con el régimen hídrico. También las deposiciones rítmicas están relacionadas con condiciones específicas de sedimentación. Por lo que a priori cabe considerar, tal y como ocurre en el karst, que el estudio de los distintos depósitos puede contribuir a revelar la secuencia de fases climáticas que afectaron a una región en particular, o cuando menos, a revelar una sucesión de eventos que habrían afectado a la cueva durante su evolución.

Para los espeleotemas de ópalo-A, LÓPEZ-GALINDO (2013) señala que “aunque la temperatura es uno de los factores que influye en la velocidad de disolución y precipitación de la sílice, en las cuevas, como medios cerrados y aislados relativamente del exterior, la oscilación térmica a lo largo del año es muy pequeña, proporcionando una estabilidad que no producirá cambios significativos en la precipitación de los espeleotemas”. Como conclusión en su Tesis, LÓPEZ-GALINDO (2013) confirma además que la formación de espeleotemas con ópalo es prácticamente independiente del clima de la región en la que se encuentre la cavidad. Esto conlleva que este tipo de espeleotemas podrían originarse en las distintas fases climáticas que afectaron a una región concreta, siempre que ese cumpla su ciclo de agua.

En los sistemas de A Trapa y A Furna, los espeleotemas de ópalo-A se presentan en zonas con amplitudes térmica anuales (referida a las temperaturas diarias medias, ver capítulo 6) entre 11° y 17°C, con mínimos entre 1° y 5° C, y máximos entre 15° y 18° C. Tomando como referencia las ecuaciones propuestas en TENA et al. (1990), las oscilaciones térmicas en estos sistemas apenas supone una variación media de 3 ppm en el equilibrio de disolución de la sílice, lo que parece confirmar esa independencia de la temperatura.

SANJURJO-SANCHEZ et al. (2011) hacen uso de termoluminiscencia (TL) y post-IR OSL para obtener edades significativas en espeleotemas de ópalo-A y de evansita-bolivarita. Los resultados de este trabajo determinan una edad Holocena para la muestra de ópalo-A estudiada, y una edad del Pleistoceno Superior para la muestra de Evansita-Bolivarita. Los autores sugieren que estos espeleotemas podrían servir como registros paleoclimáticos. Esta misma propuesta se presenta en SANJURJO-SANCHEZ et al. (2014), donde se contrastan dataciones C^{14} realizadas sobre la pigotita con dataciones OSL efectuadas sobre muestras de ópalo-A y evansita. Los resultados sugieren la ocurrencia de estos fenómenos, incluso con continuidad, en un amplio intervalo de tiempo. Las edades obtenidas se centran en principalmente en 3 kyr BP, destacando la ocurrencia de distintos fenómenos (pigotita – ópalo) en distintas cuevas, pero los mismos periodos temporales. Tomando como referencia la reconstrucción climática Holocena de RAILSBACK et al. (2011), señalan que el crecimiento de estos espeleotemas podría estar relacionado con una fase húmeda acontecida en torno a los 3kyr BP.

LUMBERG et al. (2010) datan varios bioespeleotemas de la cueva en cuarcitas Charles Brewer en Venezuela y apuntan la posibilidad de su uso como registro paleoclimático: “the inner layer, dated at $390 \pm 33/-31$ ka, grew during MIS 11, and the outer layer, dated at 317 ± 10 ka and 298 ± 6 ka, grew during MIS 9;... These preliminary data are the basis for the hypothesis that the growth, color, and elemental composition of these silica layers correlate with wet-dry cycles (that also correlate broadly with glacial-interglacial cycles). The implication is that these silica speleothems, like their calcitic counterparts, probably contain a record of paleo-environmental change.”

POLK et al. (2013) realizan una reconstrucción paleo-climática a nivel local haciendo uso de los compuestos fúlvicos presentes en un depósito heterogéneo localizado en una cueva kárstica. También SANJURJO et al. (2016) proponen el estudio de las fracciones húmicas y fúlvicas de los depósitos de pigotita para el uso de este tipo de espeleotemas como proxies.

La figura 5.22 muestra la distribución de las dataciones obtenidas en los espeleotemas de las cuevas estudiadas tomando como referencia la reconstrucción paleoclimática Holocena de RAILSBACK et al. (2011). Los principales concrecionamientos parecen relacionados con periodos húmedos. Sobre esta figura se han dispuesto las dataciones TL correspondientes a los diversos horizontes de ocupación humana de las cuevas (ver figura 5.23). Los horizontes de ocupación parecen centrarse principalmente en los periodos “secos y potencialmente cálidos”.

5.3.2. Registros de ADN fósil

Los datos que siguen son traducción del apartado “datos biológicos y genómicos de los espeleotemas”, incluidos en VIDAL-ROMANÍ et al.(2015).

Los datos obtenidos a partir del estudio morfológico de los espeleotemas con el microscopio esterográfico y especialmente el SEM han permitido mostrar (VIDAL ROMANI et al., 2010) que estos espeleotemas en las cuevas desarrolladas en rocas magmáticas pueden ser consideradas como bioespeleotemas, debido a que en ellos hay una variada asociación de microorganismos que están activamente implicados, con diferentes estrategias, en la construcción del bioespeleotema, transformándolos en microsistemas dentro del macrosistema definido por la cueva.

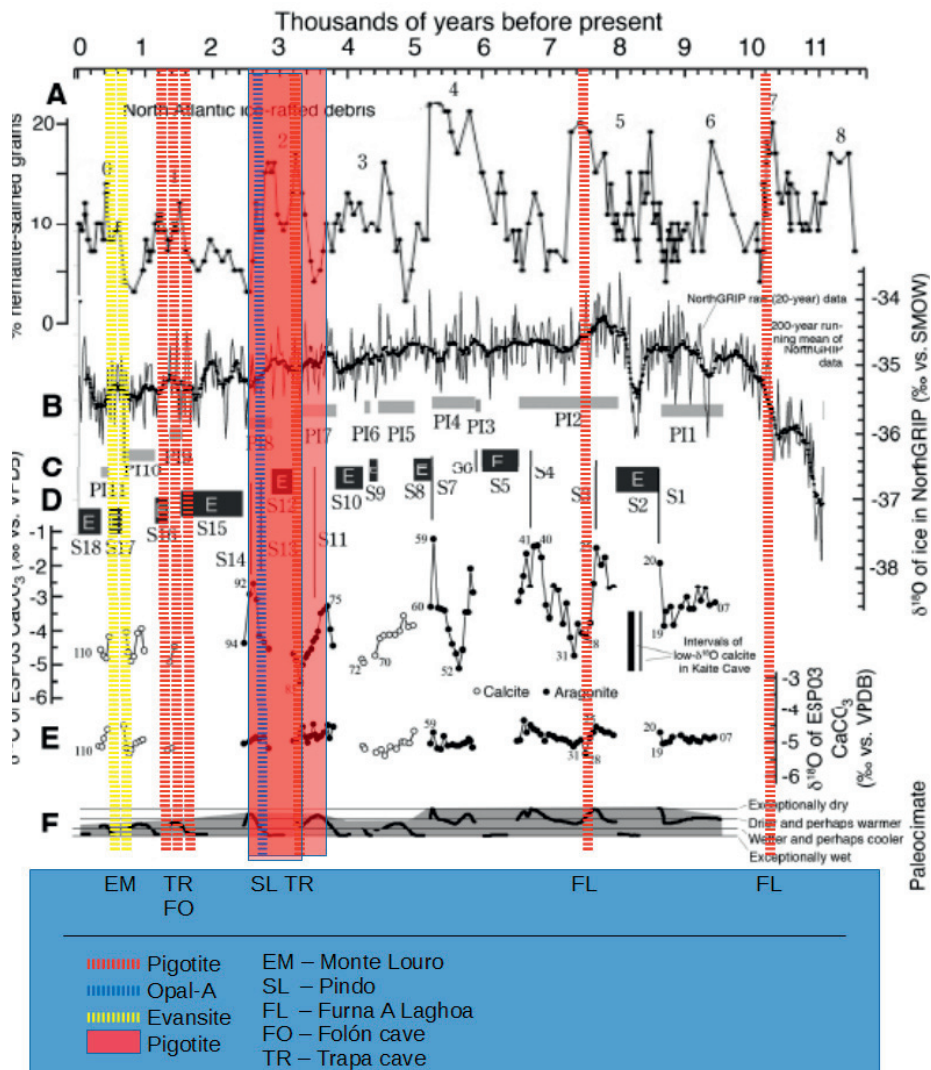


Figura 5.22: Sobre la reconstrucción de RAILSBACK et al. (2011) se han señalado las dataciones obtenidas por VIDAL-ROMANI et al. (2010), SANJURJO et al. (2013), SANJURJO-SÁNCHEZ et al. (2014). Se han incluido dataciones inéditas C¹⁴ de pigotita (com. Pers. SANJURJO-SÁNCHEZ, 2016). Todas las dataciones se corresponden con cavidades situadas relativamente próximas. Los colores de las bandas diferencian las muestras de pigotita de las distintas cuevas: en cian las dataciones correspondientes a la paleofurna de *A Laghoa* (Cabo Silleiro); en naranja las correspondientes a *O Folón* (Vigo); en rojo (dos gradaciones) las correspondientes a *A Trapa*. Las muestras de evansita se han marcado con una banda discontinua en rojo. Las muestras de ópalo con una banda discontinua verde. El período mejor representado se corresponde con los 2-3 kyr BP. Las dataciones se centran precisamente en los periodos excepcionalmente húmedos.

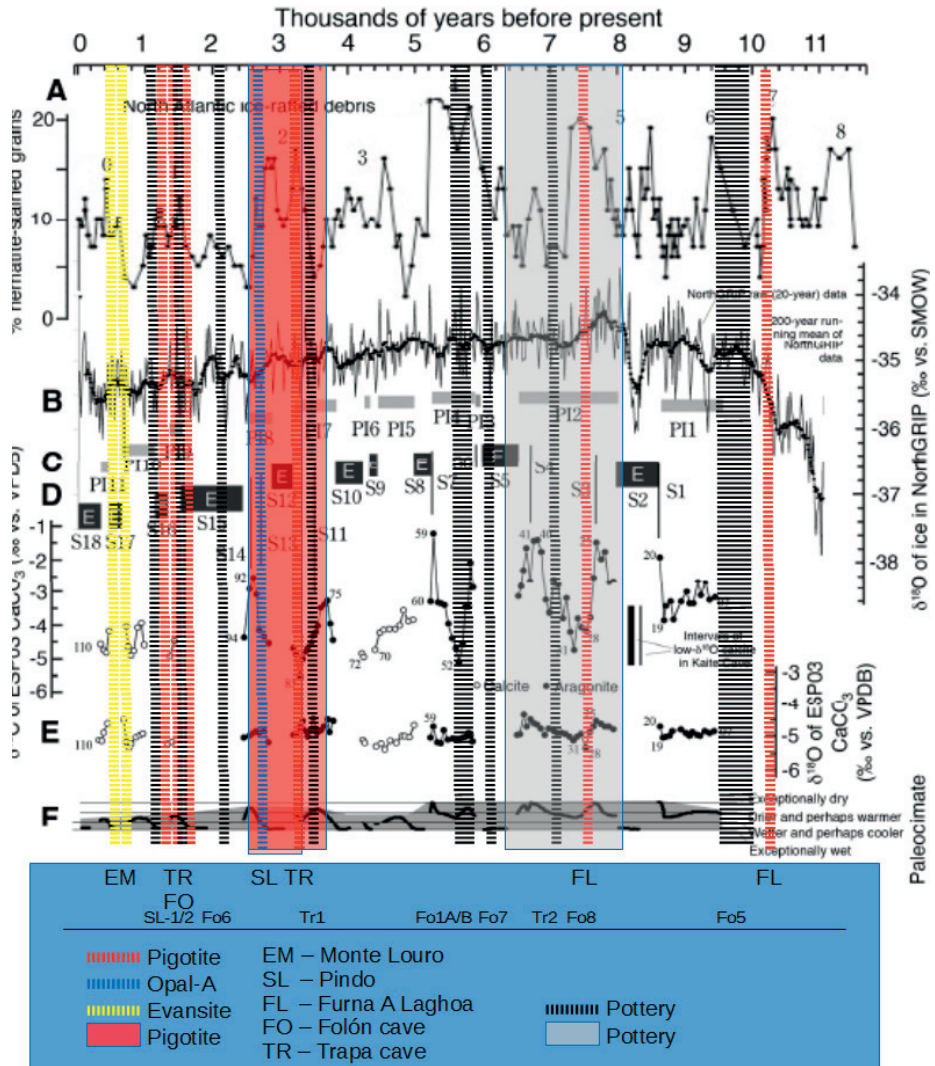


Figura 5.23: Sobre la reconstrucción de RAILSBACK et al. (2011) se han señalado las dataciones obtenidas por VIDAL-ROMANI et al. (2010), SANJURJO et al. (2013), SANJURJO-SÁNCHEZ et al. (2014). Se han incluido dataciones inéditas C14 de pigotita (com. Pers. SANJURJO-SÁNCHEZ, 2016). Todas las dataciones se corresponden con cavidades situadas relativamente próximas. Los colores de las bandas diferencian la naturaleza de las muestras: Banda amarillas para la pigoita; bandas discontinuas rojas dataciones TL de diferentes horizontes; bandas azules, dataciones TL de *A. Trapa*.

De todos los microorganismos encontrados en las cuevas en rocas magmáticas, las bacterias son las de mayor influencia en el desarrollo de los espeleotemas. Esto es debido a la relación causa-efecto del hidrogel de silicio el cual permite la fijación y desarrollo de bacterias filamentosas y coocides en el cuerpo principal del espeleotema. Esta alfombra biológica también actúa como trampa fijando las partículas minerales detríticas. El espeleotema así creado podrá posteriormente

convertirse en el soporte físico donde otros organismos estarán desarrollándose, creando una cadena trófica dentro del microsistema formado por cada espeleotema.

Los estudios genéticos sobre estos tipos de sedimentos son poco frecuentes e incluso escasos para las cuevas en rocas magmáticas, lo que aumenta la relevancia de los datos obtenidos por nuestra investigación y que ha permitido identificar la presencia de una gran variedad de bacterias específicas y compararlas con los tipos usuales obtenidos en los estudios genéticos en cuevas kársticas o tubos volcánicos (BARTON et al. 2001; BARTON & NORTHUP 2007; CHEEPHAM 2013; ENGEL et al. 2010; EPURE 2014).

Se han identificado bacterias pertenecientes a diferentes phyla. Las más abundantes, en orden decreciente y por número de familias identificadas son: Proteobacteria (46), Actinobacteria (33), Firmicutes (22), Bacteroidetes (7), Chloroflexi (5), Verrucomicrobia (5), Acidobacteria (4), Planctomycetes (4), Chlamydiae (4), Nitrospirae (2), Fusobacteria (2) y Cyanobacteria (2). Fueron también identificadas las siguientes familias pertenecientes a la phyla Gemmatimonadetes, OD1, AD3, Armatimonadetes, Chlorobi, Elusimicrobia, FBP, FCPU426, GAL15, GN02, OP3, Spirochaetes, TM6, TM7, Tenericutes, WPS-2, Thermi, y de Archaea pertenecientes a la phyla Crenarchaeota (1) and Euryarchaeota (2).

Otros microorganismos encontrados en los espeleotemas son amebas testáceas, identificadas con SEM, y destacando las especies: *Amphitrema wrightianum*, *Assulina muscorum*, *Physochila griseola*, *Centropyxis* sp., *Cyclopyxis* sp., *Corythion dubium*, *Diffugia minutissima*, *Euglypha rotunda*, *Euglypha strigosa*, *Sphenoderia lenta*, *Tracheleuglypha dentata*, *Trinema complanatum*, *Trinema lineare* and *Trinema enchelys*.

Las diatomeas son otros organismos que se desarrollan en los bioespeleotemas, apareciendo en grandes colonias. Entre los géneros observados con el SEM, los más destacados son: *Hantzschia*, *Diademesis*, *Orthoseira*, *Pinnularia*, *Neidium*, *Synedra*, *Sellaphora*, *Odontidium*, *Melosira*, *Aulacoseira*, *Planolithidium* and *Stephanodiscus* sp.

Finalmente, en menos cantidad y solamente identificados de una forma muy general, podemos señalar también la existencia de organismos pertenecientes a los niveles superiores de la cadena trófica del microsistema de espeleotemas, correspondientes al phylum Arthropoda como colémbolos y thysanurans del subphylum hexápodo, y mites y arácnidos del subphylum Chelicerata.

La figura 5.26 esquematiza de una forma muy simple el microsistema identificado dentro de estos bioespeleotemas.

Finalmente, conviene señalar que las dataciones resumidas en el apartado anterior han fijado edades de los bioespeleotemas desde los 3kyr (Galicia) hasta los 300 kyr (Roraima) por lo que los espeleotemas son fuentes potenciales de ADN antiguo (microorganismos fosilizados en su interior).

5.4. Riesgos asociados a la promoción de los valores naturales

La preservación del patrimonio natural y cultural (arqueo-paleontológico) requiere de su promoción (responsable), conocimiento y estudio. Esto conlleva el acceso de las personas a estos medios bien como parte de su actividad científica, bien como participantes en una actividad cultural (visita guiada) o lúdica (visita deportiva).

En este apartado se evalúan los riesgos intrínsecos para las personas, presentes en estos grandes sistemas emplazados en rocas magmáticas. Se toma como referencia el TFM VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2015) orientado a la evaluación y análisis de riesgos de personal investigador realizando trabajo en cueva.

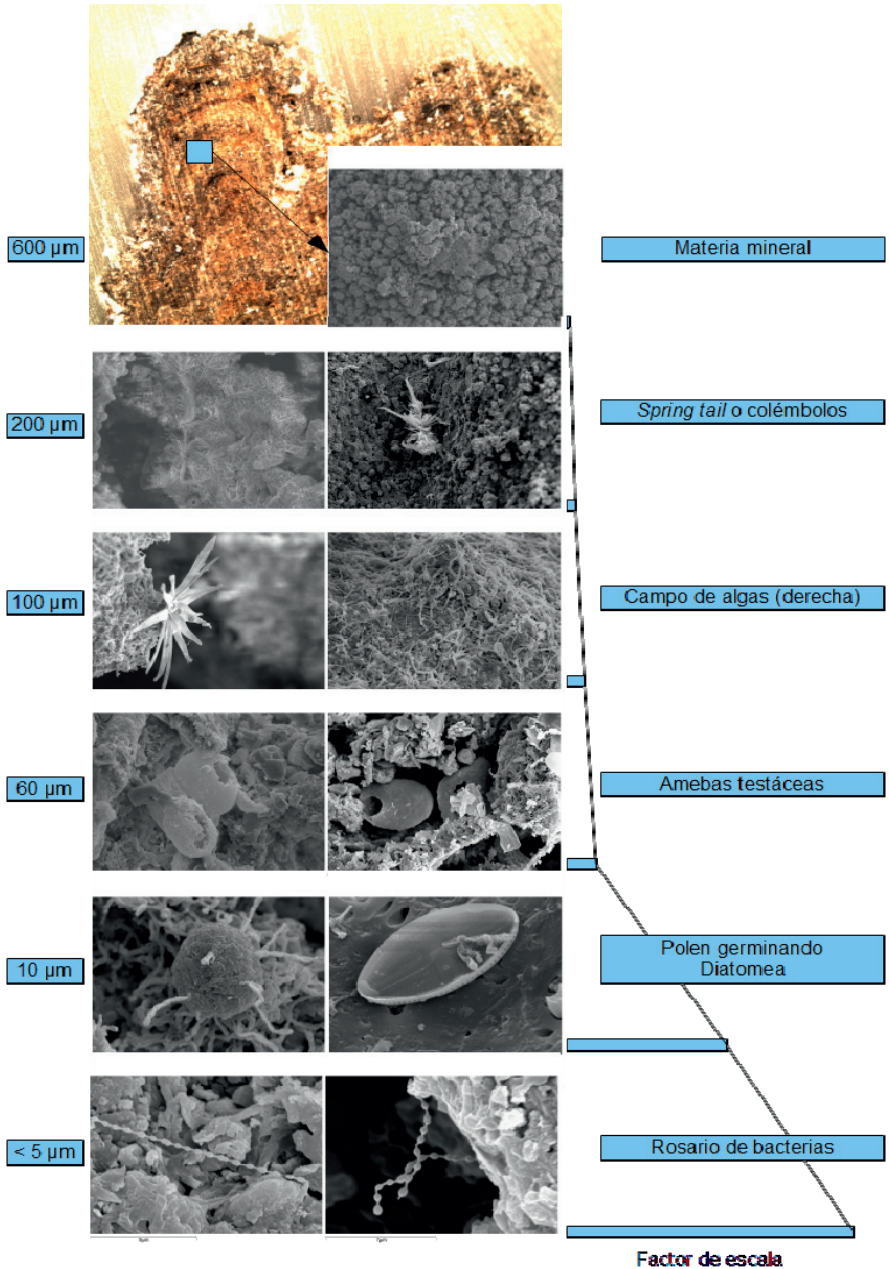


Figura 5.24: Representación esquemática del microsistema asociado a un micro-estromatolito terrestre. Arriba, en color, imagen obtenida en lupa. En BN imágenes obtenidas en SEM. Las imágenes se han obtenido a diferentes escalas. Se han ordenado señalando un factor de escala relativo para tratar de visualizar los diferentes subsistemas que constituyen la cadena trófica. Imágenes cortesía de J. R. Vidal-Romani.

Conviene destacar que las intervenciones en la cueva a nivel estructural o ambiental no serán siempre posibles dado que son lugares de especial protección (ambiental), algunos incluso incluidos en Red Natura. Esto implica que ciertos factores de riesgo que existen y forman parte de este medio subterráneo no podrán ser eliminados o controlados en su totalidad. Podrán adoptarse medidas preventivas pero no podrá eliminarse la fuente u origen del riesgo. Es importante tener en cuenta que las medidas de control modificarán y alterarán la dinámica natural de las cuevas por lo que se deberá buscar un equilibrio entre protección-prevención-conservación.

5.4.1. Identificación de los peligros existentes

Se han descrito los siguientes peligros:

- Descripción del lugar
 - Características del lugar:
 - El recinto es de difícil acceso (aberturas limitadas no diseñadas específicamente para el acceso de personas, y que no permite una entrada y salida en forma segura y rápida de todos sus ocupantes).
 - El recinto presenta zonas no visibles desde la boca de acceso.
 - El recinto posee zonas de paso estrechas teniendo que adoptar posturas poco ergonómicas en el interior de los mismos.
 - El interior del recinto posee superficies resbaladizas debida a la presencia de fluidos, presencia de arcillas y lodos, superficies pulidas (erosión del sustrato).
 - El acceso al recinto o zona de trabajo se realiza mediante ascenso o descenso de desniveles, mediante el destrepe de bloques, la utilización de escalas o mediante arnés y técnicas de cuerda.
 - El recinto o zona de trabajo puede estar asociado a una zona de derrumbamientos o movimientos de tierras/rocas. Algunas de las cavidades están asociadas a zonas de moderada actividad sísmica.
 - El recinto o zona puede permanecer bajo el agua en algunos períodos estacionales. Riesgo de avenidas e inundaciones.
 - Condiciones ambientales del lugar:
 - El interior del recinto presenta una temperatura relativamente baja y una humedad relativamente alta.
 - El interior del recinto presenta zonas húmedas o con condensaciones permanentes. El ambiente es generalmente excesivamente húmedo.
 - En el interior del recinto existen corrientes de aire que producen molestias por frío.
- Características de la atmósfera:
 - Presencia de contaminantes químicos:
 - La ventilación natural es desfavorable (aberturas limitadas, existencias de zonas sin corrientes de aire, espacios abovedados aislados, etc..).
 - El nivel de oxígeno es adecuado. Sin embargo, las características de la zona o los procesos que se llevan a cabo pueden reducir significativamente los niveles de oxígeno.

- Algunas de las actividades que se desarrollan requieren consumo elevado de oxígeno (actividades con una carga física intensa) y se realizan en recintos extremadamente reducidos.
- En el interior del recinto se llevan a cabo actividades o procesos que liberan contaminantes al ambiente:
 - Procesos de descomposición biológica y/o fermentación de sustancias, generalmente materia orgánica o guanos, que producen la formación de sulfuro de hidrógeno (H_2S), metano (CH_4), amoníaco (NH_3) y monóxido de carbono (CO).
 - Utilización de motores de combustión (taladro de extracción de muestras) en el interior del recinto.
- En algunas zonas pueden acumularse gases más pesados que el aire como el dióxido de carbono (CO_2), por ejemplo en las zonas bajas de pozos o depresiones ciegas.
- Presencia de agentes biológicos:
 - En el recinto pueden proliferar microorganismos oportunistas en zonas donde se acumulan fluidos contaminados (depósitos de fango-guano).
 - En el recinto existen animales u otros posibles vectores de transmisión de agentes biológicos:
 - Murciélagos:
 - Portadores de ectoparásitos como la chinche (*Cimex pilosellus*) y, en menor medida, ácaros, garrapatas y pulgas.
 - Enfermedades asociadas:
 - Histoplasmosis: No se sabe si los murciélagos son portadores o reservorios de la enfermedad, lo que si se sabe es que actúan como transportadores mecánicos de las esporas.
 - Rabia.
 - Posible presencia de otros animales: Tejón, oso pardo, ...
 - En el recinto pueden proliferar microorganismos extremófilos.
- Presencia de radionucleidos:
 - Hay que considerar que existe una exposición a fuentes naturales de radiación.
 - Por la especial litología y configuración de los espacios, en algunos recintos puede acumularse radón.
- Descripción de la tarea:
 - Empleo de equipos de trabajo:
 - Los equipos empleados emiten ruido y/o vibraciones, cuyos niveles pueden verse incrementados debido a efectos de reverberación en el interior del recinto.
 - Algunos equipos de trabajo disponen de motores de combustión que liberan contaminantes químicos como el CO y el CO_2 .
 - Se utilizan otros equipos de trabajo cuyos riesgos pueden verse agravados en el interior de espacios confinados.

- Desempeño de la actividad:
 - Los trabajos se realizan a una altura determinada sobre el nivel del suelo, con riesgo de caída en altura durante la realización de las operaciones.
 - Durante las tareas en suspensión pueden transcurrir largos períodos de tiempo en posición inerte.
 - Se adquieren posturas poco ergonómicas durante la realización de los trabajos (espacios angostos o reducidos, mantenimiento de posturas forzadas durante períodos de tiempo prolongados, etc.) que pueden ocasionar trastornos musculoesqueléticos durante su realización.
 - Se realizan empujes o arrastres de cargas de más de 6 kg (mochilas, equipos de medición y trabajo).
 - Se hace uso de alumbrado autónomo de forma permanente, pero:
 - Es necesario forzar la vista para poder hacer uso de algunos instrumentos y equipos de trabajo (teodolito e instrumental topográfico).
 - La calidad de la luz no permite ver bien los colores o estos se muestran aparentemente alterados.
 - El nivel de iluminación es insuficiente para la exigencia visual de los trabajos, e incluso se realizan tareas de gran minuciosidad con una iluminación insuficiente.
 - Durante la realización de los trabajos existe posibilidad de caídas de objetos, golpes, cortes, punciones, deslizamientos, atrapamientos, ahogamiento, etc.

5.4.2. Evaluación de riesgos

De la identificación de peligros y posterior identificación de riesgos se deduce existen factores vinculados sensu stricto con el medio natural y factores vinculados con las actividades de los visitantes. En este apartado nos centramos exclusivamente en los factores no dependientes del tipo de actividad humana. No se consideran así los riesgos asociados al acceso a la cavidad, riesgos ergonómicos o posturales, etc.

5.4.2.1. Derrumbes

Hemos visto en capítulos y apartados anteriores como estos espacios subterráneos están configurados predominantemente por la acumulación de grandes espesores de bloques y lajas. Los mayores espesores se obtienen cuando la acumulación está confinada por el relieve o por elementos estructurales, como ocurre en valles cerrados, cañones, etc. Estas configuraciones son relativamente inestables debido a que cualquier cambio en los apoyos bien en el substrato-bloque, bien en los elementos que hacen de caja (contacto escarpe-bloque), bien en los propios bloques (roturas de bloques, alteración de elementos, roturas asociadas a los contactos bloque-bloque), pueden dar lugar a que se produzcan reajuegos, movimientos, colapsos locales y que a su vez pueden inducir movimientos a nivel global.

Los derrumbes también pueden estar asociados a los depósitos existentes en el interior de la cavidad, principalmente cuando son depósitos colgados en pasajes desfondados o cuando se han formado falsos suelos asentados sobre detritus orgánicos. Estos falsos suelos aparecen en los sistemas con curso activo, donde troncos y ramas son arrastradas y acumuladas en cambios de sección. Diversos materiales se acaban acumulando generando un falso muro o falso piso sobre el que posteriormente se asientan cantos rodados de diverso tamaño, inclusive

se depositan arenas en función del régimen hidráulico y acaban formando un piso compacto, pero colgado y sustentado por materiales biodegradables y que con el tiempo acaban desapareciendo.

La existencia de elementos inestables conlleva que cualquier energía desestabilizadora dará lugar a un cambio en la morfología del sistema. Se consideran tres fuentes potenciales que darían lugar a derrumbes:

1. Fatiga de elementos portantes, generalmente por concentración de cargas en un elemento. Se observa bien en sistemas dónde grandes bloques apoyan sobre elementos de menor tamaño, como en O Pindo. Los bloques que actúan de apoyo están sometidos a un elevado esfuerzo a compresión y acaban rompiendo, lo que desestabiliza la acumulación de bloques.
2. Vibración de las acumulaciones de bloques inducidas por flujos de agua de elevada energía: La generación de vibraciones en estructuras asociadas a la descarga de corrientes de agua a presiones altas, son fenómenos conocidos dentro de la ingeniería de obras hidráulicas. Este tipo de vibraciones tienen su origen en diversas fuentes. Aparecen por ejemplo asociadas a las corrientes en orificios de descarga, dónde la presión viene determinada por la columna líquida. Las vibraciones inducidas por estas descargas se transmiten a través de la propia estructura de la presa y por el suelo. Y en algunas ocasiones alcanzan niveles de energía lo suficientemente elevados como para producir daños en construcciones próximas (LIAN et al., 2015).

En el caso de los sistemas en granitos, VAQUEIRO-RODRIGUEZ et al. (2016) describen vibraciones en el sistema de Albarellos, tanto en la acumulación de bloques que techan el cañón como en el sustrato que conforma el propio cañón subterráneo y que define este sistema. Mediante acelerómetros (triaxiales) se han registrado estas vibraciones en diferentes partes del sistema (superficies de sustrato, bloques colgados en el cañón, bloques apoyados) y bajo diferentes regímenes del curso. Se han registrado así aceleraciones de hasta $2,5 \text{ m/s}^2$, estando correlacionados el caudal del río, el nivel del embalse situado en su surgencia (que modifica localmente el nivel de base del río que atraviesa la cueva) y los niveles de energía significativa en la vibración.

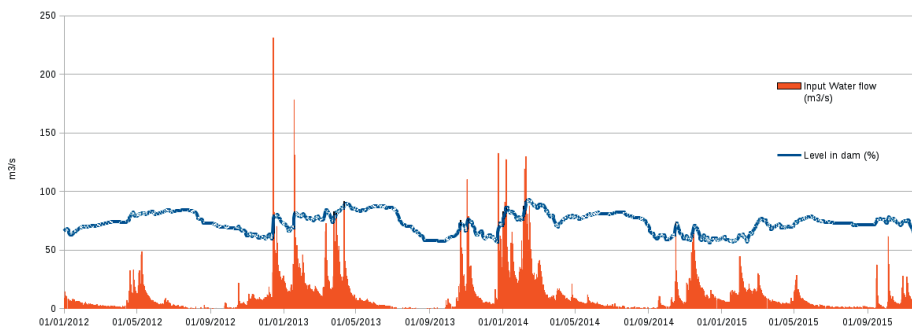


Figura 5.25: Caudal (m^3/s) de entrada al embalse de *Albarellos* entre 2012 a 2015. El nivel de agua (%) referido al nivel límite de la presa) se indica con línea azul. Datos proporcionados por la estación de registro de la presa.

Este curso subterráneo se caracteriza por la alternancia de espacios amplios, salas de hasta 11 metros de altura, con acumulaciones de bloques que falsean localmente el

fondo del cañón y que reducen bruscamente la sección hidráulica disponible. Estas acumulaciones de bloques provocan la división del curso y originan descargas, en función del caudal, a distintas cotas. Así, cuando se inician las avenidas, los espacios más amplios actúan de embalse (se cargan), y se producen descargas a través de los espacios libres en las acumulaciones de bloques que hacen de presa. El desequilibrio existente en el reparto de flujos (distintos recorridos, distintas fricciones, distintas secciones, etc.) da lugar a fluctuaciones de las cargas que afectan al “muro”, causa de las vibraciones que se inducen en sustrato y bloques. La figura 5.26 muestra diferentes diagramas de vibración en diferentes regímenes de carga del curso subterráneo, y diferentes niveles de inundación de la cueva. Los mayores niveles de vibración se producen cuando circulan caudales elevados por el cañón vacío.

Se han efectuado mediciones también en el sector Féveros de A Trapa (curso torrencial estacional), pero no se han detectado vibraciones significativas.

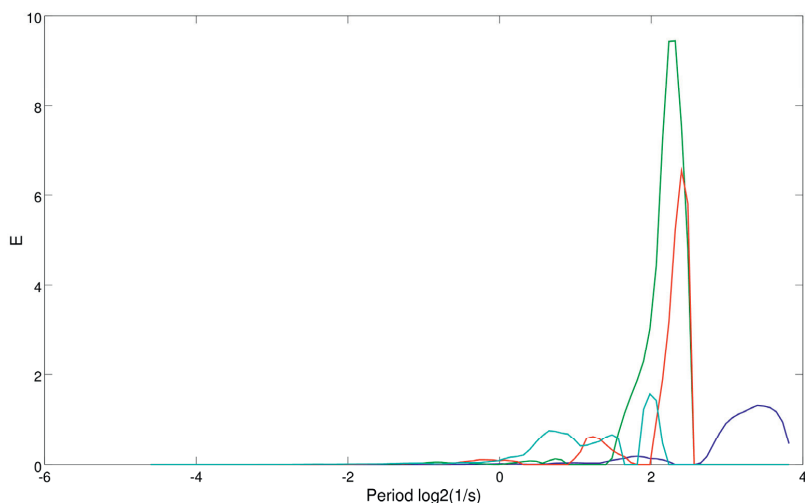


Figura 5.26: Escalas energéticas significativas y dominantes dentro de los registros de vibración: contribución relativa a la energía total E contenida dentro de la señal para cada escala. Los registros se han efectuado sobre un bloque suspendido entre las paredes del cañón en diferentes regímenes de caudal del curso y diferentes niveles de llenado del embalse de Albarellos (expresado como el porcentaje de sección hidráulica ocupada dentro de la cueva): Azul, $Q=3,36 \text{ m}^3/\text{s}$ y nivel $<2\%$; verde, $Q=13,89 \text{ m}^3/\text{s}$ y nivel $=33\%$; rojo, $Q=6,25 \text{ m}^3/\text{s}$ y nivel $<10\%$; cian, $Q>40 \text{ m}^3/\text{s}$ y nivel $>67\%$.

3. Actividad sísmica: Ya se ha indicado en el apartado 1.6 que las cuevas y sistemas estudiados se localizan en los dominios sismotectónicos I (S.Galicia y N.Portugal) y II (NO Galicia) (LÓPEZ-FERNÁNDEZ, 2008).

Se han situado sobre un mapa los epicentros del registro instrumental del Instituto Geográfico Nacional para las longitudes -6° a -10° y latitudes 41° a 44° , y se han situado también las principales cavidades estudiadas. Ver figura 5.28. La mayoría de los sistemas no presentan apenas eventos en su entorno, exceptuando el sistema de Adeghas (Carbaliño) que se encuentra asociado a una falla activa. Destacar la existencia de eventos históricos de intensidad hasta VI (MSK) en las proximidades de A Trapa.

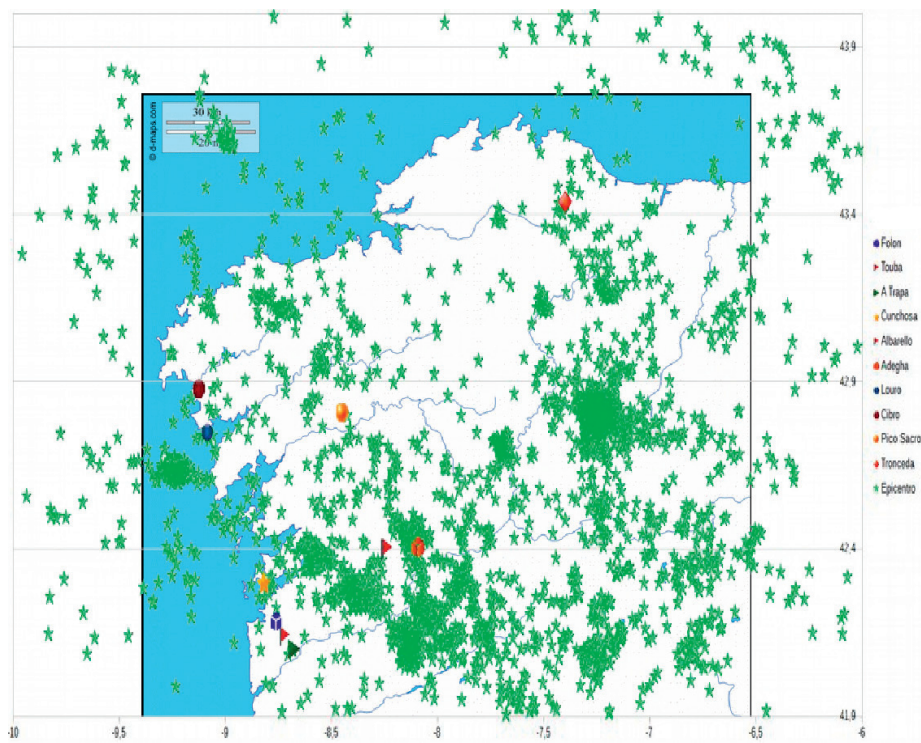


Figura 5.27: Situación de los epicentros y de los principales sistemas en granitos del NO de la Península Ibérica.

Pocas son las referencias sobre intervenciones en este tipo de cuevas. Como ejemplo señalamos los entibados realizados con trozos de troncos en el sistema de BodaGrottor (Suecia). Los entibados, simples apuntalamientos de bloques críticos, aseguran algunos pasajes sin crear una gran distorsión del paisaje subterráneo. Su efectividad dependerá de la acción de otros agentes naturales sobre el elemento de apeo (presión del hielo en invierno, durabilidad del entibado, posibilidad de reemplazarlo en carga, etc.).

5.4.2.2. Avenidas e inundaciones

La figura 5.25 muestra la curva de carga del curso Avia y que tiene asociado al sistema de Albarells. Pueden apreciarse variaciones bruscas en el caudal, pasando de 20 a más de 200 m³/s. La sección hidráulica (capacidad) de transporte de estos sistemas está limitada, por lo que puntas de caudal dan lugar a variaciones bruscas en el nivel de agua del sistema e inclusive la inmersión total del mismo. Esto añade un factor de riesgo en estas cuevas, dónde de forma inesperada tramos no sumergidos pueden pasar a convertirse en pasos sifonados.

5.4.2.3. Riesgos ambientales: Contaminantes de origen biológico

El principal agente biológico implicado son las esporas del hongo dimorfo *Histoplasma capsulatum*. Según indican SÁNCHEZ-SALDAÑA et al. (2010):

- La histoplasmosis es la infección micótica granulomatosa sistémica causada por este hongo, y que afecta al hombre y los animales. Se adquiere por inhalación de las microconidias que se encuentran en el suelo, se inicia regularmente a nivel pulmonar y posteriormente puede diseminarse a diferentes órganos, pudiendo presentarse clínicamente como una infección asintomática, infección primaria pulmonar y cutánea aguda o crónica y formas secundarias diseminadas.
- El *Histoplasma capsulatum* tiene su hábitat en el suelo y detritus vegetales, sobre todo en el suelo con alto contenido de nitrógeno, en especial se ha aislado del guano proveniente de las aves domésticas (gallinas, pavos, gansos), aves migratorias y murciélagos.
- La época de mayor reproducción del hongo es en el verano, cuando la temperatura y humedad son altas; sin embargo, en la temporada seca es cuando se adquiere la mayor parte de primoinfecciones, porque las esporas se transportan por el aire y polvo.

En los sistemas estudiados se han localizado quirópteros en los sistemas de Las Potras de Montehermoso, A Furna, Tronceda, O Folón, A Trapa, y O Cibro. También se han observado colonias importantes en la paleofurna de A Laghoa, y ejemplares aislados en cuevas de menor tamaño como Lapa da Paralaia y Cova dos Morcegos. En la mayoría de las cavidades las poblaciones son pequeñas, sin embargo dónde las poblaciones presentan agrupaciones de más de una docena de murciélagos, tienden a formarse depósitos de guano de cierta entidad. Los mayores depósitos se han observado en Las Potras, dónde además las temperaturas medias eran relativamente altas, pudiendo observarse los hongos en crecimiento sobre el guano.



Figura 5.28: Hifas creciendo asociadas a excrementos en una de las cavidades estudiadas.

El INSHT brinda acceso al “Manual Práctico para la evaluación de riesgos biológicos en actividades laborales diversas. BIOGAVAL 2013” (INVASSAT, 2013). Este manual desarrolla e incluye una guía higiénica orientada a minimizar la exposición. El método propuesto en BIOGAVAL determina un nivel de exposición y establece niveles de acción y niveles límite de exposición para el agente. La tabla 5.1 resume la cuantificación de las variables determinantes del riesgo.

Variable	Índice	Justificación
Clasificación del daño	3	Su patogenicidad se manifiesta con una micosis generalizada cuya gravedad es variable. Afecta a los pulmones. Con secuelas. I.T. Menor de 30 días.
Vía de transmisión	3	Vía aérea.
Tasa de incidencia	1	Tasa de incidencia por cada 100.000 habitantes inferior a 1. Tasa para Histoplasmosis variable entre 0,1 y 0,29 en zonas tropicales.
Vacunación	5	No existe vacunación
Frecuencia de realización de tareas de riesgo	1	Raramente (tiempo de trabajo < 20%)
Medidas higiénicas adoptadas	0	% Respuestas afirmativas < 50 %

Tabla 5.1: Cuantificación de las variables determinantes de la magnitud del riesgo.

Tomando los valores de la cuantificación, realizamos el cálculo del nivel de riesgo biológico, que viene determinado por la fórmula 5.1:

$$R = ((D+H) \times V) + (T+H) + I + F \quad 5.1$$

Dónde:

R= Nivel de riesgo.

D= Daño tras su minoración con el valor obtenido de las medidas higiénicas.

V= Vacunación.

T= Vía de transmisión (habiendo restado el valor de las medidas higiénicas).

I= Tasa de incidencia.

F= Frecuencia de realización de tareas de riesgo.

H = Índice de medidas higiénicas.

De acuerdo con la sensibilidad del método propuesto en INVASSAT(2013), se consideran dos niveles de acción:

- Nivel de acción biológica (NAB) >12. Valores superiores requieren la adopción de medidas preventivas para reducir la exposición.
- Límite de exposición biológica (LEB) >17. Valores superiores representan situaciones de riesgo intolerable que requieren acciones correctoras inmediatas.

Aplicando 5.1, el nivel de riesgo biológico obtenido es $R = ((3+0) \times 5) + (3+0) + 1 + 1 = 20$, que es claramente mayor que **LEB**, por lo que el riesgo resultante es **NO TOLERABLE**, debiendo adoptarse medidas higiénicas. La propia encuesta higiénica de BIOGAVAL permite concretar unas pocas medidas preventivas básicas (mascarillas de un sólo uso, de soluciones higienizantes para el lavado in situ, ...) y que permiten alcanzar un valor de $R=14$, mayor que LEB y menor que NAB, por lo que la magnitud de riesgo pasaría a ser tolerable.

5.4.2.4. Accidentes causados por seres vivos. Zoonosis.

Este riesgo deriva de la posible presencia de animales en el interior de la cueva debido a su uso habitacional, como refugio, o como zona de hibernación o cría. Hay que considerar como accidentes tanto la agresión directa causada por el animal, como las zoonosis potenciales.

En las cuevas estudiadas se han localizado mayoritariamente quirópteros y esporádicamente algunos anfibios o reptiles. Las agresiones potenciales son: Arañazos y mordeduras. No se ha evidenciado la presencia de carnívoros o mamíferos de gran tamaño. Vinculadas con estas habitaciones en las cuevas hay que considerar la existencia de varias zoonosis, principalmente la rabia.

La rabia es una zoonosis vírica que afecta a los animales mamíferos y al hombre produciendo una encefalomielitis aguda, casi siempre mortal. El agente es un virus neurotrópico del género *Lyssavirus*, familia *Rhabdoviridae*. Aunque se han descrito 7 genotipos, sólo tres de ellos tienen importancia en nuestro medio (GOBIERNO ARAGON, 2011): Genotipo 1, virus de la rabia clásico y cepas vacunales, Genotipo 5, virus de los murciélagos europeos 1 (EBLV1) y Genotipo 6, virus de los murciélagos europeos 2 (EBLV2). Ver tabla 5.2.

La entrada del virus de la rabia tiene lugar a través de heridas producidas por una mordedura. Los quirópteros actúan de reservorios de *Lyssavirus*. En Europa se ha comprobado la presencia de los dos genotipos EBLV-1 y EBLV-2 causantes además de los casos de rabia identificados.

Genotipo	Especies animales afectadas
1. Virus de la rabia	Especie humana Carnívoros Quirópteros insectívoros Quirópteros hematófagos Quirópteros nectarívoros
5. <i>Lyssavirus</i> europeo de quirópteros tipo 1 (EBLV-1)	Especie humana Quirópteros insectívoros Oveja Garduña Gato
6. <i>Lyssavirus</i> europeo de quirópteros tipo 2 (EBLV-2)	Especie humana Quirópteros insectívoros

Tabla 5.2: Genotipo y especies animales afectadas(GOBIERNO ARAGON, 2011).

Los espeleólogos y visitantes de las cuevas forman parte de los grupos de riesgo de exposición como manipuladores esporádicos (MSC, 2008). No obstante España es zona de bajo riesgo. Solamente se ha constatado la presencia y circulación de EBLV en distintas especies de quirópteros en Granada, Sevilla y Huesca. La OMS considera la exposición a murciélagos como un riesgo de categoría máxima (categoría III) (MSC, 2008).

5.4.2.5. Exposición a radiaciones naturales

El uranio es un elemento ampliamente distribuido en la corteza terrestre. Su estructura atómica es inestable. La emisión de partículas subatómicas desde el núcleo da lugar a que el

uranio cambie o decaiga en un nuevo elemento: El torio. Este proceso de decaimiento radioactivo continua a lo largo de una serie de elementos hasta alcanzar una forma estable de plomo. Ver figura 5.29.

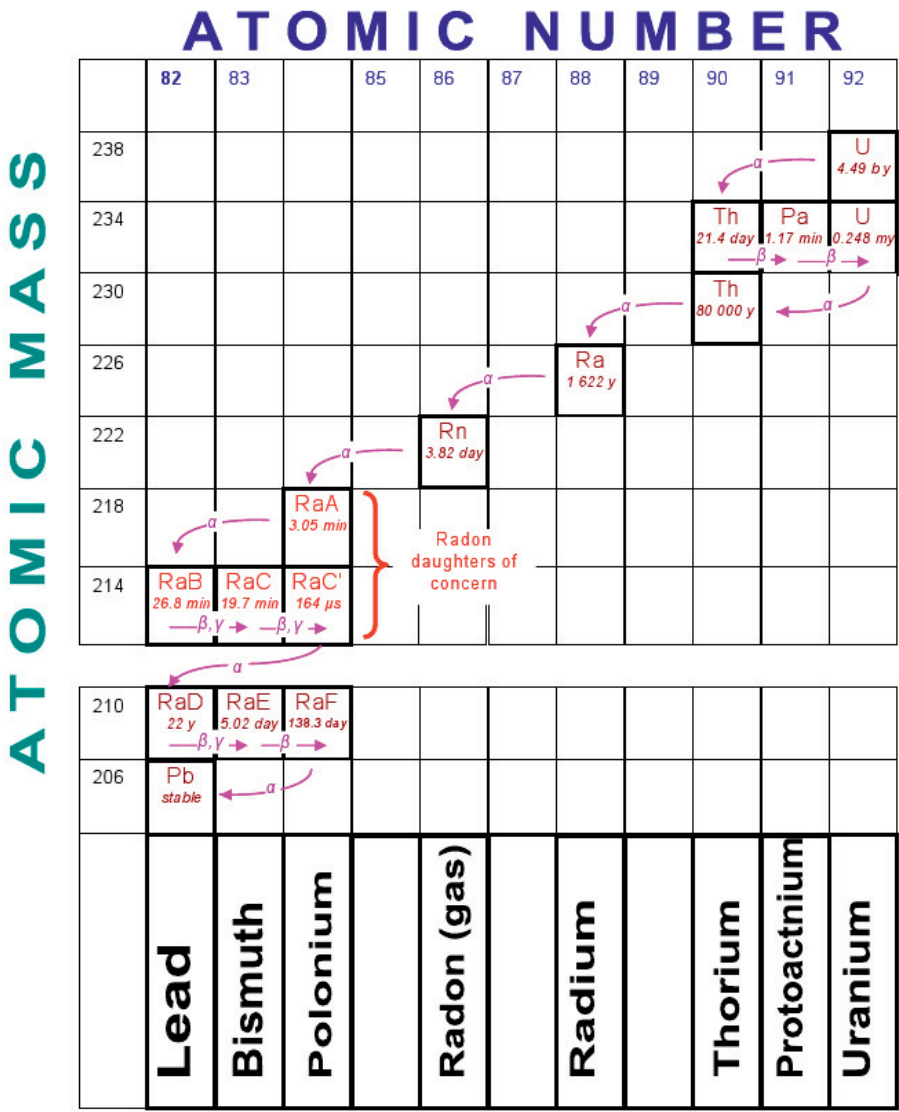


Figura 5.29: Series de decaimiento del uranio señalando sus vidas medias. El gas radón da lugar a los descendientes RaA, RaB, RaC y RaC' con emisiones de radiación alfa, beta y gamma (McPHERSON, 2008).

Este proceso ha existido en la Tierra desde que se formó su corteza. Y todas las formas de vida del planeta se han visto envueltas dentro de un constante bombardeo de radiación natural incluyendo las derivadas de las series de elementos del uranio.

Aunque la mayoría de los elementos de la serie del uranio son sólidos, uno de los elementos intermedios, el radón (Rn) es un gas. Esto facilita su escape o emanación del mismo desde los cristales minerales o poros de la roca, migrando a través de fisuras o intersticios interconectados hacia la atmósfera libre. Además el radón liberado también decae dando lugar a los descendientes del radón que son partículas sólidas microscópicas que se adhieren al polvo, a otros aerosoles particulados, o permanecen en suspensión como iones libres en el aire. Así, en espacios poco ventilados el radón y sus descendientes pueden alcanzar concentraciones importantes que son perjudiciales para la salud. (McPHERSON, 2008).

Si situamos las cavidades en estudio sobre el Mapa de Exposición Potencial al Radón (Proyecto Marna-Galicia) elaborado por la Xunta de Galicia, el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) y ENUSA Industrias Avanzadas S.A., todas ellas se localizan en zonas de riesgo medio o medio alto.

En España, en el Título VII del RD 783/2001, señala que entre las actividades que deben ser sometidas a revisión, se incluyen aquéllas en que los trabajadores y los miembros del público estén expuestos a la inhalación de los descendientes del torón o del radón o a la radiación gamma o a cualquier otra exposición en lugares de trabajo, tales como establecimientos termales, **cuevas**, minas y lugares de trabajo subterráneos o no subterráneos en áreas identificadas.

Los valores medios de la tasa de exposición a radiación gamma para las provincias dónde se han estudiado sistemas de cuevas son (CSN, 2000): Pontevedra, 17.06 $\mu\text{R/h}$; Ourense, 14.37 $\mu\text{R/h}$; Lugo, 13.61 $\mu\text{R/h}$; Cáceres, 13.00 $\mu\text{R/h}$; A Coruña 10.95 $\mu\text{R/h}$.

La tabla 5.3 resume las dosis (nGy/h) determinadas en distintas cuevas (com. Pers. Jorge Sanjurjo, 2015, Unidad de Geocronología IUX). A partir de estos datos puede determinarse la tasa de exposición total en las cavidades mediante las relaciones (CSN, 2000):

$$(\mu\text{R/h}) = 1,505 \cdot (\% \text{ K-40}) + 0,653 \cdot (\text{ppm U natural}) + 0,287 \cdot (\text{ppm Th}) \quad 5.2$$

$$(\text{Bq/kg}) = 310 \cdot (\% \text{ K-40}) + 12,3 \cdot (\text{ppm U natural}) + 4,0 \cdot (\text{ppm Th}) \quad 5.3$$

La cueva de A Trapa presentaría así una tasa media de 19,85 $\mu\text{R/h}$, ligeramente superior a la media provincial, mientras que la paleofurna de A Laghoa presenta una tasa media de 30,26 $\mu\text{R/h}$, que prácticamente duplica la media provincial.

Procede realizar una evaluación del riesgo de exposición a radón. Se toma como referencia la guía de Seguridad del CSN, GS-11.04, sobre “Metodología para la evaluación de la exposición al radón en los lugares de trabajo”. Esta guía dedica su anexo II al caso particular de las cuevas turísticas, indicando que: “El estudio de las concentraciones de radón puede limitarse exclusivamente a las zonas de la cueva en las que hay presencia humana, dando prioridad a los puntos dónde puede haber personas que, durante períodos de tiempo considerables, desarrollan su actividad profesional (guías, espeleólogos, arqueólogos, ...)”.

Además dicha guía es de aplicación a todos los lugares de trabajo situados en “áreas identificadas” (IS-33): “Aquellas cuya geología pueda generar o favorecer el transporte al interior de lugares cerrados de grandes cantidades de radón, como zonas graníticas, zonas volcánicas o zonas de falla activa”.

En el desarrollo de la tesis no hemos dispuesto de equipos de registro de radón. VAQUEIRO-RODRIGUEZ (2015), usando modelos de correlación de U/Ra/Rn efectúa una estimación de flujos posibles ($\text{Bq/m}^2 \cdot \text{h}$) o concentraciones medias anuales (Bq/m^3) a partir de los que determina un rango de valores para la dosis anual equivalente (mSv/yr). Así, en algunas cuevas se han estimado valores entre 954,30 a 1411,21 Bq/m^3 por lo que con referencia al apartado 4.4 del IS-33, se debería aplicar como mínimo un nivel bajo de control (600-1000 $\text{Bq/m}^3 \cdot \text{año}$), o un nivel alto de control ($>1000 \text{ Bq/m}^3 \cdot \text{año}$). Más allá de la precisión de los valores obtenidos, la

magnitud del riesgo podría ser medio-alta por lo que se deberían realizar estudios específicos evaluando algunas de estas cuevas como potenciales trampas de radón.

Cueva	Ubicación	Dosis (nGy/h)	K(%)	U	Th
A Trapa	Granito / Pared(1)	74,9	7,9	7,7	18,5
	Granito / Pared(2)	54,4	5,3	8,8	13,3
Furna da Laghoa	Gneiss/Pared(1)	169,1	9,8	17,5	14,5
	Gneiss/Pared(2)	149,2	7	25	21,4
	Gneiss/Aire	212,9	8,2	15,4	18,2

Tabla 5.3: Resumen de las dosis obtenidas mediante un espectrómetro gamma portátil GRS-2000 de GV Instruments. (Com. Pers. Jorge Sanjurjo, 2015, Unidad de Geocronología IUX).

BAUER et al. (2015) han registrado concentraciones medias de radón en diversas zonas del sistema de Gobholo en Swaziland. Han realizado registros de hasta 140 horas, con concentraciones que varían de 604 Bq/m³ a 4 754 Bq/m³. También han determinado dosis de radiación gamma entre 17 y 570 nSv/h.

5.4.2.6. Exposición a contaminantes químicos

Se ha detectado la presencia de gases amoniacados y sulfurosos asociados a las acumulaciones de guano (Las Potras de Montehermoso, Cova dos Morcegos en O Pindo) y otros depósitos orgánicos (A Trapa, O Folón, Albarelllos, Tronceda) generalmente restos vegetales o animales arrastrados por el agua hasta el interior de la cavidad.

Los valores límites ambientales LEP-INSHT (2015) son VLA-ED 20 ppm y VLA-EC 50 ppm. No disponemos de mediciones pero en las cavidades señaladas se han localizado zonas en que las acumulaciones de gases resultaban irritantes. La magnitud del riesgo podría ser medio-alta por lo que previa explotación de los recursos naturales de estas cavidades deberían realizarse mediciones o estudios específicos en zonas de cría o habitación de quirópteros.

5.5. Conservación del pseudokarst en rocas magmáticas

Si los trabajos de investigación centrados en este tipo de sistemas son escasos, más escasos son los trabajos dedicados a la protección de este tipo de pseudokarst.

POLYAK & PROVENCIO (2006) presentan un estudio sobre la necesidad de proteger y promover adecuadamente los recursos asociados a las cuevas volcánicas. Consideran la existencia de cuatro grandes fuentes de recursos: Las morfologías propias de este tipo de cuevas; los minerales y depósitos; el biota asociado; y los recursos culturales. Establecen dos conjuntos de actuaciones fundamentales: Unas orientadas a restringir las visitas, entre las que incluyen controles por procedimiento-permisos-autorización, así como la colocación de puertas. Otras orientadas a la preservación de los recursos más sensibles, fijando y señalizando las rutas visitables. Efectúan finalmente una evaluación de los riesgos fundamentales (chimeneas, colapsos de bóveda y riesgos vinculados a zoonosis, etc.). Como impacto potencial incluyen las actuaciones y rescates de emergencia. Consideran importante el formar adecuadamente a los rescatadores que intervengan en este medio para minimizar los impactos irreversibles.

VAQUEIRO et al. (2008) desarrollan y aplican la guía Guidelines for Cave and Karst Protection de la IUCN World Commission on Protected Areas (WCPA). WCPA Working

Group on Cave and Karst Protection. IUCN-The World Conservation Union (1997) en la promoción del sistema de O Folón como Monumento Natural.

En apartados anteriores se han relacionado los recursos y valores presentes en las cuevas en rocas plutónicas. También se han evaluado los riesgos presentes, señalando la necesidad de hacerlos accesibles y seguros, pero equilibrando las actuaciones orientadas a la explotación del recurso en condiciones de seguridad, con la protección del propio recurso.

Ha de tenerse en cuenta que uno de los elementos que distingue y limita el tipo de actuaciones en las habilitaciones que se realicen en las cavidades en rocas plutónicas, frente a otro tipos de rocas magmáticas o sedimentarias, es la presencia de acumulaciones de bloques. No se tratan de estructuras rígidas, homogéneas, de gran capacidad portante. Se tratan de huecos rellenos de bloques y cuya estabilidad está condicionada por los apoyos entre bloques y entre bloques-substrato. Por tanto hay actuaciones que a priori no son factibles, ni durante la explotación de los recursos, ni durante las intervenciones de emergencia: Colocación de puertas para limitar el acceso; remoción o demolición parcial de bloques para agrandar pasos o pasajes; ...

Las actuaciones que impliquen modificaciones en las condiciones ambientales (temperatura, composición, humedad, ...), pueden afectar a los microorganismos nativos que habitan en los distintos microsistemas. Inclusive las actuaciones o los visitantes pueden incorporar microorganismos "alien" al medio subterráneo, distorsionando los propios valores naturales. La introducción de comida, pelo, partículas de piel, orina, heces, residuos domésticos y otros residuos (basuras) en las cuevas pueden constituir uno de los eventos más violentos en las vidas de las bacterias asociadas a los distintos microsistemas. En general todos estos elementos modifican local y rápidamente, la cantidad de materia orgánica presente en el medio o en su vecindad, y en muchos casos no pueden competir contra los microorganismos asociados a esas materias (BOSTON et al., 2006).

La mayoría de los grandes sistemas actúan como redes de "transfluencia" drenando un curso activo en su sumidero y devolviéndolo a superficie en su surgencia. En muchas de estas cavidades abundan restos orgánicos e inorgánicos arrastrados por los cursos superficiales y que acaban atrapados en la red de huecos formados por los bloques. Importante limitar la naturaleza de los restos, en pro de evitar la introducción de compuestos incompatibles con el medio subterráneo.

Las actuaciones que se recomiendan para la conservación del medio y un acceso de bajo impacto a este tipo de cavidades:

- Campañas ambientales destinadas a la eliminación de restos inorgánicos alóctonos y basuras (ruedas, latas, botellas, ...).
- Marcado de rutas: Delineación y marcado de las rutas "típicas" con vistas a la reducción del impacto de los visitantes más comunes. El marcado presupone que la mayoría de los visitantes se centrarán en la ruta "tipo" controlando el acceso a zonas más sensibles. Se evita además que cada grupo de visitantes disponga sus "marcas" improvisadas. Como requisitos del marcado (HILDREDH-WERKEL et al., 2006):
 - Recorridos sobre superficies duras no sensibles: Evitar trayectorias que obliguen a circular sobre depósitos delicados (espeleotemas). Evitar circular sobre suelos no compactos y que constituyen un hábitat para mucha vida subterránea.
 - Las rutas marcadas deben ser seguras.
 - Prevenir nuevas e inapropiadas rutas. Prevenir la "expansión" de grupos, marcando las rutas en ambos extremos y de forma bidireccional.
 - Preservar los valores de la cueva manteniendo la ruta de visitantes a distancia segura de elementos frágiles o sensibles:

- Colonias de murciélagos y zonas de cría de especies protegidas.
- Materiales arqueológicos y paleontológicos.
- Espeleotemas y depósitos.
- El marcado deber realizarse de forma claramente visible pero que no genere impactos. Ha de tenerse especial cuidado en los cursos activos, dónde cuerdas y cintas favorecen la retención de materiales creando verdaderas trampas a nivel local:
 - Marcas realizadas con piedras de la propia cueva (señales tipo buen camino, buen camino a la derecha, buen camino a la izquierda, camino incorrecto,...).
 - Cinta de señalización no biodegradable.
 - Cuerda de polipropileno o nylon de alta visibilidad.
 - Carteles de señalización específica, apoyados que no anclados.
- Materiales de instalación (WERKER, 2006): Preferiblemente materiales de acero inoxidable y montaje fijo, especialmente en anclajes y placas. En el caso de resinas epoxy y adhesivos deben usarse formulaciones de alto grado (epoxys para museos-restauración, cianoacrilatos puros ...) pues tardan más en degradarse.

Capítulo 6

Microclima en las cuevas en rocas plutónicas

6.1. Introducción. Revisión de mecanismos y esquema general

Las cuevas desarrolladas en rocas solubilizables (carbonatos, sulfatos) y las desarrolladas en rocas plutónicas presentan algunas similitudes aunque también diferencias específicas. Considerando la baja permeabilidad primaria de la roca en ambos casos, rocas solubles y rocas no solubles, es la estructura, es decir el sistema de discontinuidades definido por los planos de diaclasas, fracturas, fallas, cuando está abierto, el que determina el grado de acceso del agua al interior del macizo rocoso. La penetración del agua en el macizo rocoso será tanto mas profunda cuanto mas continua sea la red de discontinuidades y mayor cuando el nivel de base local se sitúe a mas profundidad. Hay que tener en cuenta que, aun en el caso de las rocas solubilizables, el agua solo entra en los macizos rocosos si existe un mínimo hueco que se lo permita pues la porosidad de la roca es siempre prácticamente nula y aun más en el caso de que no esté meteorizada.

Son varios los procesos en los macizos rocosos que pueden determinar la apertura del sistema de discontinuidades, como movimientos sísmicos, creep rocoso en la proximidad de un talud generado por un proceso erosivo rápido (excavación fluvial, marina, glacial), abombamientos de la litosfera debidos a epirogenia, isostasia, descarga erosiva, termoisostasia, periglaciario, etc. Conviene no olvidar que los planos de discontinuidad abiertos por estos procesos u otros similares, no son nuevos sino que ya existían en la masa rocosa y fueron producidos con anterioridad a la exposición de la roca en superficie (esencialmente intrusión en las rocas magmáticas y sedimentación en las rocas sedimentarias). Una vez el agua en el interior del macizo es cuando se va a poner en evidencia el comportamiento ante el agua de ambos tipos de rocas, solubilizables y no solubilizables.

Además de la reactividad agua/roca hay otro efecto que ocasionará la formación de las cavidades una vez abiertos los sistemas de discontinuidades. Se trata de la velocidad a la que se produce el movimiento del agua a través de la fisura o discontinuidad y que depende de la posición del nivel de base local. Es imprescindible que esté a una cota inferior a la de la zona de apertura, y de entrada del agua, en la discontinuidad. Una vez el agua es capaz de movilizarse comenzará la formación, mejor la ampliación, de la cavidad. En las rocas solubles son principalmente los planos de estratificación inicialmente siempre horizontales y con una gran regularidad y continuidad laterales, aunque luego puedan verse modificados por la deformación en un plegamiento posterior. En el caso de las rocas calcáreas la incisión en la vertical de los conductos endokársticos progresa guiada por el nivel de base parcial a medida que la disolución combinada con la vía de ingreso del agua en el macizo, la estructura, permite el acceso del agua hacia zonas cada vez mas profundas del macizo rocoso. Pero en los macizos de rocas graníticas la estructura como antes se dijo, es mas irregular al estar relacionada con el proceso de intrusión/deformación de la roca magmática. Por ello las discontinuidades son menos uniformes y presentan menor continuidad lateral, pues los procesos de imbricación, interrupción y traslación en la vertical o laterales son muy frecuentes durante la etapa intrusiva del magma que es cuando se forman las discontinuidades. En el caso de los granitos como la solubilidad de la roca es prácticamente nula, la circulación del

agua a través del macizo se hace a medida que los planos de discontinuidad se van abriendo por diversas causas. En algunos casos por acomodación del macizo rocoso a una nueva situación tensional producida, por ejemplo, por creep rocoso, toppling (Castelo da Furna), derrumbamiento de un cantil rocoso (A Trapa, O Cibro), o por un movimiento tectónico que afecten a un acantilado rocoso (Cabo Ortegal), o por el efecto de cuña de hielo (Boda Grottor, Suecia) cuando el agua infiltrada se congela induciendo la apertura de un macizo rocoso previamente diaclasado. Mientras no se produce la apertura de las discontinuidades, y consecuentemente no se inicia la penetración del agua en el macizo, el desarrollo de los sistemas de cavidades tampoco va a comenzar. Pero una vez abierto el plano de discontinuidad la penetración del agua en el macizo será inmediata y continuará mientras exista circulación de agua. En las cuevas graníticas los conductos por los que circula el agua estarán así predeterminados por la estructura pero nunca por la disolución. Una vez abiertos los conductos si continúa produciéndose el flujo de agua a través de ellos la erosión subsiguiente se producirá por la carga transportada en suspensión, saltación etc., cuando el caudal del curso drenado a través de la cueva es muy grande y se produce a gran velocidad (Albarells). Pero la norma habitual es que las cuevas sirvan de desagüe de cursos poco caudalosos (O Folón, A Trapa, O Cibro) o que ni siquiera exista un flujo de agua apreciable (Castelo da Furna, Cova dos Morcegos) a través de ellas. En los casos de ríos canalizados a través del sistema fisural puede ocurrir que se alternen tramos cortos donde la erosión por el agua excava canales en la roca, pot-hole a veces con dimensiones muy grandes o cauces de características similares a los conductos incisivos o vadosos, con otros tramos donde el agua aprovecha planos de fracturas o diaclasas sin apenas modificar la superficie original. Por esta razón el trazado del canal es irregular, formando una línea quebrada directamente influida por la estructura del macizo rocoso o de los bloques rocosos caídos al cauce. Normalmente el trazado de las cuevas no tiene nada que ver con la circulación de agua pues ha sido determinado primero durante el proceso de intrusión de la roca y después por los procesos de vertiente que han dado lugar al desprendimiento de bloques que han rellenado el fondo del valle sepultando el canal con espesor de bloques de a veces decenas de metros de espesor que forma el techo y las paredes de las cuevas. Por todas estas razones los sistemas endopseudocársticos presentan una gran fragmentación del espacio interno por lo que la determinación del microclima existente en ellas es un problema extremadamente complejo. A la irregularidad de su trazado en planta y de las secciones transversales y longitudinales asociadas se añade también la existencia de tramos aislados del exterior en solución de continuidad con otros que presentan numerosas ventanas que comunican el interior con la superficie lo que permiten la entrada de luz, calor, agua, etc. Mientras que en los sistemas de cavidades kársticas la circulación del agua abandona los niveles superiores y se va concentrando en los niveles inferiores mas próximos al nivel de base actual a medida que la disolución lo va permitiendo, en los sistemas pseudokársticos es posible la circulación del agua a multinivel coincidiendo con los momentos de grandes avenidas aunque es obvio que también existen niveles abandonados por el agua a medida que progresa la apertura del canal activo. Todo esto hace extremadamente complejo no solo realizar el levantamiento topográfico del modelo morfológico sino establecer un modelo de circulación de los aportes de agua, luz, calor, frío, etc.

Las dificultades que entraña este trabajo no son por tanto comparables con tarea equivalente en las cuevas kársticas s.s., donde las condiciones de aislamiento con el exterior son mejores lo que permite establecer modelos microclimáticos de forma más sencilla. Sin embargo, a pesar de la complejidad del problema a resolver, y a partir del análisis de los datos obtenidos creemos haber conseguido un resultado satisfactorio.

A modo de ejemplo comparamos los registros térmicos horarios, temperatura del aire, obtenidos en una cavidad kárstica (Pena Paleira, Devesa de Rogueiras – Courel) con los obtenidos en un sistema de cavidades en granitos (A Trapa, Ribadelouro-Tui). En primer lugar comparamos una estación situada en el primer nivel o sala próxima a boca, espacio en ambos casos con facilidad de intercambio de aire con el exterior y con presencia parcial de luz natural (ver figura 6.1.a). Podemos apreciar como las oscilaciones en la cavidad kárstica son mucho menores. Si consideramos como medida de la atenuación máxima de esas oscilaciones la relación entre las amplitudes máximas de la oscilación en la estación subterránea con respecto a la amplitud máxima de la oscilación en la estación de superficie, obtenemos un valor de 0,44 para el sistema en granitos y de 0,15 para la cavidad kárstica. De la misma forma podemos comparar una estación situada a una mayor profundidad, ver figura 6.1.b. Aunque las profundidades (cota con respecto a la boca) no son similares, podemos apreciar como la curva térmica en profundidad en el sistema en granitos tiende a seguir la curva de oscilación media de la temperatura exterior, acusando las variaciones con pocas horas de diferencia, mientras que en un sistema kárstico la temperatura tiende a ser constante.

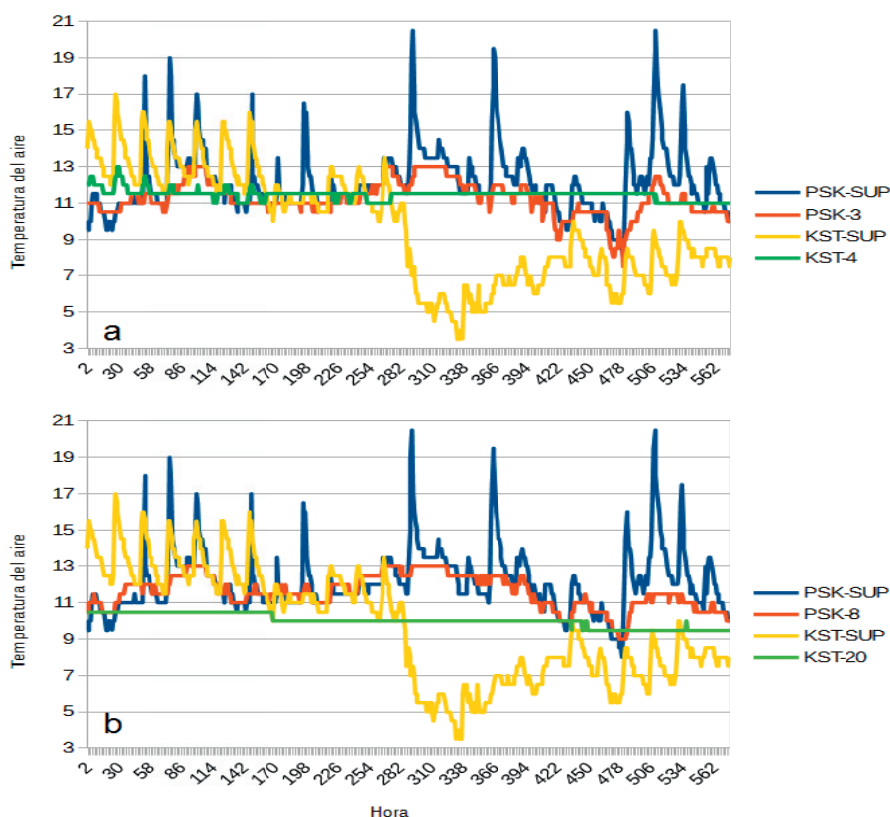


Figura 6.1: Comparación entre las series horarias de temperatura ambiental registradas en el sistema en granitos de *A Trapa* (PSK) y en la cavidad kárstica de *Pena Paleira* (KST). La figura (a) compara los valores en estaciones próximas a entrada de cueva, mientras que la (b) compara los valores en estaciones situadas en un pasaje interior.

Los ratios de atenuación obtenidos en este segundo caso son de 0,32 para el sistema en granitos y de 0,07 para el sistema kárstico. Claramente las dinámicas e inercias en unas y otras cuevas, inducidas o no por las dimensiones y estructura de las cavidades son diferentes.

Otro hecho diferencial en las cuevas en rocas plutónicas es la baja o nula solubilidad de la roca ante el agua, y que justifica que no exista un desarrollo de espeleotemas comparable al propio en las cuevas calcáreas. Por el contrario si son específicos de los medios graníticos subterráneos otro tipo de espeleotemas ligados a la actividad microbiológica. Se trata de los bioespeleotemas formados por la interacción de microorganismos con el agua y que como hemos visto en el capítulo 5, se desarrollan en paredes techo y suelo de las cuevas siempre que se den las condiciones de humedad e iluminación adecuadas. En las cuevas desarrolladas en rocas solubles aun existiendo condiciones de humedad, o de oscuridad, debido precisamente a la notoria solubilidad de la roca los procesos de disolución y precipitación causan la formación de grandes volúmenes de espeleotemas debido a procesos puramente químicos que además se relacionan directamente con la construcción del conducto y con la formación de otro tipo de depósitos asociados a la dinámica del agua en la cueva: los espeleotemas s.s.- En estos casos el papel de los organismos biológicos o no existe o está subordinado a los procesos químicos o físicos de formación de sedimentos. Los bioespeleotemas típicos de cuevas graníticas no forman acumulaciones cuantitativamente importantes y son irrelevantes volumétricamente cuando se comparan con los procesos erosivos característicos de las cuevas graníticas. Sin embargo si hacemos su valoración desde un punto de vista microclimático son indicativos del régimen de entrada del agua en el sistema. Se puede asegurar que los bioespeleotemas son incompatibles con flujos de agua de gran volumen o de gran velocidad. Por el contrario solo están presentes en los casos de cuevas graníticas donde el ingreso del agua en la cueva se hace a velocidades extremadamente lentas (Castelo da Furna) o al menos se asocian a las zonas de la cueva donde el movimiento del agua es lento aunque puede ocurrir que en otras zonas de la cueva (A Trapa), el movimiento del agua sea un flujo muy enérgico. Pero como regla general puede decirse que erosión por el agua y formación de bioespeleotemas son excluyentes (Albarellos).

Se pretende caracterizar el microclima subterráneo de los grandes sistemas de bloques en rocas plutónicas. A modo de resumen de los capítulos previos, estos sistemas de cavidades podemos caracterizarlos como:

- Acumulación de bloques de diverso tamaño, bien sobre el substrato, bien rellenando una fisura o forma estructural preexistente.
- Red de huecos (transitables o no transitables por el ser humano) interconectados a modo de pasaje y conducto.
- La "acumulación" de bloques puede superar los 20 m de espesor.
- Puede existir circulación activa de agua a través de la estructura de bloques, generalmente en contacto con el substrato.
- Sobre el curso de agua pueden existir paleoniveles (niveles inactivos hidráulicamente, y que conservan trazas de la circulación de agua como formas de erosión y deposicionales) y neo-pasajes (pasajes estructurales originados por la rotura de bloques o apertura de fisuras sin trazas de actividad hidráulica).
- La circulación de agua tiene tres tipos de origen:
 - Por drenaje total o parcial de un curso superficial. El sistema presenta así uno o varios sumideros permanentes, uno o varios sumideros estacionales, y una surgencia.

- Por manantiales internos: El sistema no presenta sumidero pero si surgencia.
- Entrada de agua de lluvia a través de los espacios entre bloques.

Superficialmente los sistemas estudiados raramente presentan suelo con bosque desarrollado y que oculten la estructura de bloques. El seguimiento de las fotos del vuelo Americano (1.954), así como las secuencias de ortofotografías desde 1.990-2.015 indican que la mayoría de los sistemas no han poseído una cobertura de bosque. Solamente los sistemas graníticos de O Folón (Vigo), A Porteliña (Vigo) y Adeghas (Carballiño), en vaguadas relativamente cerradas, han desarrollado suelo parcial encima de parte de la estructura de bloques. Los restantes sistemas estudiados como A Cunchosa (Aldán), Albarellos (Avión), Cibro (O Pindo), A Furna (Valença-Portugal), A Trapa (Tui), Las Potras (Montehermoso) presentan bloques relativamente desnudos y sin cobertura vegetal.

Dada su estructura abierta, la dinámica climática (térmica, psicométrica, etc.) se presume diferente de la descrita para sistemas kársticos. Presunción que vemos reflejada en los registros horarios mostrados en la figura 6.1

En zonas kársticas muchas cuevas presentan temperatura estable a lo largo del año en secciones alejadas de las entradas (MOORE, 1964). Aunque el concepto de estabilidad es relativo, algunos autores referencian amplitudes de oscilación térmica (sobre la temperatura media) de menos de 1°C a lo largo del año (DOMINGUEZ-VILLAR et al., 2013;). Numerosos trabajos relacionan la temperatura del aire de la cavidad con la SAT (mean annual surface atmosphere temperature) (SMERDON et al, 2003; 2004). "The average air temp of a cave depends entirely on its location. Generally the temp of a cave is approximately the average annual surface temp on the region in which is located" (FRUSHOUR, 2012; PALMER, 2002;). Aunque también: "...Observations demonstrate, however, that air currents and streams entering the cave may profoundly modify actual temperature..."(FRUSHOUR, 2012:pp13)

La mayoría de los estudios que correlacionan SAT con la temperatura de la cavidad no describen los mecanismos de transmisión del calor (DOMINGUEZ-VILLAR, 2013) centrándose casi exclusivamente en los procesos de difusividad térmica (conducción a través de un sólido).

Los sistemas kársticos son profundos y de grandes dimensiones, abarcando el grupo de las meso y megaformas, mientras que los sistemas de bloques son formaciones relativamente superficiales incluidas entre las micro y las mesoformas.

Las diferencias descritas entre sistemas kársticos s.s. y los sistemas de bloques en granitos conlleva el enforzar el trabajo de investigación con una perspectiva diferente a la planteada en la bibliografía kárstica citada. El trabajo se estructura de la siguiente manera:

1. Revisar la bibliografía para determinar y concretar las potenciales mecanismos y procesos que pueden intervenir en la dinámica térmica y microclimática subterránea.
2. Establecer una red de medida, en diferentes cuevas, con una frecuencia de muestreo lo suficientemente representativa como para disponer de observaciones de alta resolución que permitan analizar las variables climáticas (sus variaciones) a diferentes escalas temporales.
3. Externamente disponemos de la información de las estaciones meteorológicas o agrometeorológicas más próximas a las cavidades elegidas. A priori estas estaciones pueden proporcionar datos de alta resolución, desde valores diez-minutales, a valores medios horarios y valores medios diarios, así como estadísticas derivadas. En esta fase del trabajo se seleccionarán las estaciones de referencia a usar en todo el estudio. Se

tendrán en cuenta factores geográficos (distancia y configuración del terreno), resolución (periodicidad de muestreo) compatible con los datos en registro dentro de la red subterránea; continuidad de los registros en el tiempo, antigüedad de los registros (históricos amplios) y sobre todo la disponibilidad de datos síncronos con los de la red subterránea.

4. Dinámica termohigrométrica del aire de la cavidad:
 1. Determinar los factores o procesos que tienen una mayor influencia en la microclimatología de la cavidad. En esta fase se pretende comprobar la correlación o acoplamiento entre variables climáticas externas y subterráneas con el objeto de discriminar qué elementos ejercen un especial impacto en el medio subterráneo a largo plazo. Este análisis pretende determinar la relación causa-efecto entre las series, concretar su relación de amplitudes y enclavamiento de fase. Se trata por tanto de separar los agentes o variables (variaciones en las condiciones) que solamente generan alteraciones puntuales con poca duración en el dominio temporal, de los agentes o variables cuya alteración se propaga en el tiempo y que por tanto tienen una especial importancia en la microclimatología de la cueva.
 2. Dinámica microclimatológica subterránea de las variables significativas. Acoplamiento entre los registros externos y subterráneos en el dominio temporal del registro subterráneo. Obtención de los parámetros de correlación/acoplamiento. Extensión del modelo a los históricos de las estaciones externas. Regeneración de series temporales distorsionadas o incompletas.
5. Dinámica térmica de la cavidad: Conocida la dinámica térmica o termohigrométrica del aire, y teniendo en cuenta que la energía aportada por la radiación solar, precipitaciones y otros efectos atmosféricos es transferida diariamente a y desde la superficie de la tierra hacia el interior del macizo, produciéndose un equilibrio térmico, se pretende resolver la ecuación bidimensional del calor para tratar de estimar la temperatura de equilibrio en las paredes de una sección transversal de la cueva a lo largo del tiempo. Obtenida dicha temperatura y dinámica, se analizarán procesos concurrentes de transferencia de masa y energía: Ciclos de condensación-humectación de depósitos, ciclos de desecación, etc...
6. Avance hacia un modelo regresivo supuesta dinámica invariante: Microclima en las cavidades durante sus eventos principales: Ocupaciones antrópicas y desarrollo de grandes formas deposicionales.
7. Dinámica del aire a altas frecuencias: Análisis de los registros horarios obtenidos en las cavidades.
8. Flujos de agua e intercambio de calor: Cursos subterráneos.

El flujograma del proceso seguido se detalla en la figura 6.2.

6.2. Dinámica térmica subterránea: Revisión de mecanismos y procesos

La temperatura subterránea (entiéndase del aire de la cueva y de las paredes y límites de la cavidad) dependerá del balance térmico entre el calor cedido y absorbido por los elementos presentes en la misma.

No se han localizado estudios específicos relativos a la dinámica microclimatológica en este tipo de cavidades.

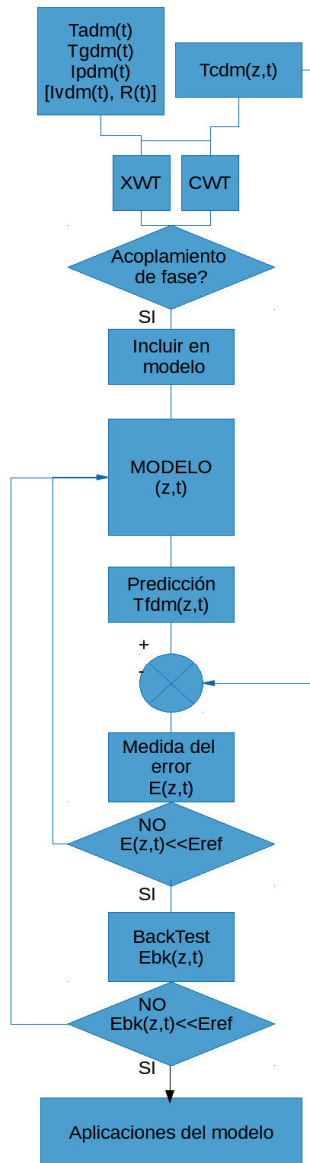


Figura 6.2: Flujograma para el desarrollo de los diferentes modelos dinámicos a partir de variables externas (T_{adm} , T_{gdm} , I_{pdm} ,....) y registros subterráneos (T_{cdm})

Recientemente BAUER et al. (2015) presentan un resumen de mediciones puntuales de radón (registro con dosímetros), CO₂, temperatura y radiación gamma en el sistema de Gobholo (Swaziland). Los resultados publicados hasta el momento no incluyen series temporales largas.

En relación con las cavidades kársticas muchos de los trabajos consultados se centran en análisis estadísticos de los datos termohigrométricos registrados. Como ejemplos: SANDERSON & BOURNE (2002) determinan la amplitud de variación y media anual para distintas cavidades y pasajes, y establecen conclusiones relativos a los datos basadas en los potenciales procesos implicados en dichas variaciones (flujos de aire, radón, cota absoluta de la cavidad, etc...). También BUECHER (1999) realiza un estudio microclimático de varias cavidades abarcando la distribución de temperaturas a lo largo de las cavidades, temperaturas de aire y suelo, concentraciones de CO₂ y Rn²²², ratios de intercambio de aire entre la cueva y la superficie, balance de humedad y distribución/estratificación de T/RH(%) (FORBES, 1998).

BADINO (2004) analiza los mecanismos de equilibrio térmico y de inercia térmica de las cavidades. DOMINGUEZ-VILLAR et al. (2013) presenta en la introducción una síntesis sobre las conclusiones relativas a la dinámica térmica en el karst con referencias desde 1953. También realiza una revisión teórica sobre las relaciones entre la temperatura del suelo y la temperatura del aire en cueva, y efectúa un modelado de las mismas basándose en la ecuación del calor de Fourier y en los modelos de difusividad térmica unidimensional en sólidos semi-infinitos (CARSLAW & JAEGER, 1959).

Una conclusión general es que la temperatura interior de las cuevas kársticas es relativamente constante a pesar del intercambio de fluidos (agua y aire) con la atmósfera exterior. Otro aspecto importante es “Their enormous thermal capacities act as low-pass filters with the crossing fluids and create a delay in the processes of equilibration atmosphere-mountain.”

Además de los estudios y trabajos existentes sobre microclimatología en sistemas kársticos, se ha revisado bibliografía técnica relativa a ingeniería de minas y túneles en diversas litologías. Como una visión general, los procesos que intervienen en el balance térmico (del aire interior) son:

1. **Calor aportado desde la superficie por difusividad.** Tres elementos importantes a evaluar:
 1. Desfase y atenuación térmica con la profundidad de la onda térmica de superficie; Los modelos teóricos (CARSLAW & JAEGER, 1959; CHAPMAN, 1965: pp142) analizan la conducción del calor en sólidos bidimensionales, sólidos homogéneos de dimensión semi-infinita. Se introduce el concepto de difusividad del material (unidades m²/h o m²/s), proporcional a la conductividad térmica e inversamente proporcional a la densidad y al calor específico del material. Hay numerosos trabajos relativos al modelo físico de propagación de las ondas de calor en el suelo, y que se han utilizado posteriormente en el estudio del karst. DE VRIES (1957) propone una solución para medios de difusividad variable en el tiempo, y en su introducción recopila las soluciones previas planteadas para la integración de la ecuación de Fourier bajo diversas condiciones por SCHMIDT (1918), KÖHLER (1932), HAURWITZ (1936), LETTAU (1951), POPPENDIEK (1952), STALEY (1956). PASSERAT DE SILANS et al. (1995) amplía la revisión del trabajo de DE VRIES, y realiza una comparación de soluciones de difusividad basadas en medios homogéneos y no homogéneos. En GAO et al. (2009) se comparan cinco algoritmos diferentes para resolver la ecuación de difusividad térmica bajo

diferentes condiciones de contorno e incluyen un sexto modelo basado en la conducción-convección de calor unidimensional considerando la heterogeneidad vertical de la difusividad térmica en el suelo. IANNELLI et al. (2013) proponen la aplicación de métodos de diferencias finitas para resolver el modelo de propagación de las ondas de calor en el suelo iterativamente. Por otro lado, y como extensiones al problema puramente de conducción, pero también en base a la ecuación de difusión del calor CUADRADO & HERNANDEZ (1986) estudian la correlación de la temperatura del suelo (-0.2 m) con la del aire (+0.2 m). También SMERDON et al. (2006) analizan las relaciones diarias, estacionales y anuales entre las temperatura del aire y del subsuelo, y en SMERDON & STIEGLITZ (2006) se comparan este tipo de resultados bajo diferentes condiciones límites. La mayoría de los trabajos consultados (GÁZQUEZ et al., 2014; SMERDON et al. 2003, 2004) asumen la existencia de un material kárstico relativamente homogéneo. En el caso de las cavidades y sistemas en granitos, donde la estructura de la cavidad está formada por una masa de bloques amontonados entre los que existen vacíos importantes (reellenos generalmente de aire, y muy raramente de agua), asumiremos que el conjunto (masa de bloques + vacío relleno de un fluido) se porta térmicamente en conjunto como un material poroso homogéneo semi-infinito. Inicialmente trataremos el sistema siguiendo el modelo de pared muy gruesa sometida a cambios periódicos de las temperaturas superficiales, según propone CHAPMAN (pp:142), pero asumiendo la existencia de una difusividad efectiva que trataremos de vincular con las difusividades propias del granito soporte y de los fluidos que rellenan los propios huecos.

2. La temperatura de la superficie, límite de contorno en la solución de difusividad, se relaciona con SAT y con la vegetación/cobertura del terreno (MUNROE, 2012). Los sistemas monitorizados en la presente tesis carecen de cobertura vegetal (ver caracterización del medio).
3. La temperatura superficial depende a su vez de la irradiación local. De acuerdo con VÁZQUEZ (2005, pp:17) habría que considerar las siguientes irradiaciones medias anuales en los sistemas:

A Cunchosa	4,10	kWh/m ² ·día
O Folón	3,95	kWh/m ² ·día
A Trapa	3,95	kWh/m ² ·día
Albarellos	3,85	kWh/m ² ·día
Os Profundos	3,90	kWh/m ² ·día

Tabla 6.1: Irradiación diaria media en las áreas donde se sitúan las cavidades de acuerdo con el atlas de radiación solar de Galicia (Vázquez, 2005).

2. **Fuentes radioactivas locales.** (MCPHERSON, 2008; DOMINGUEZ-VILLAR et al., 2013) Los datos de dosis (nGy/h) obtenidos en varias de las cavidades en estudio se han incluido en la tabla 5.3.
3. **Energía geotérmica.** (MCPHERSON, 2008)
4. **Radiación térmica emitida por superficies secas** (MCPHERSON, 2008).
5. **Calor latente asociado a cambios de fase** en medios con elevadas humedades relativas.(MCPHERSON, 2008) (ERASO & PULINA, 1984).

6. Agua:

1. Infiltración de agua desde la superficie (lluvia, escorrentía y goteo entre bloques). Transferencia de calor asimilable con procesos de hydro-cooling, durante el “lavado” de los bloques por la escorrentía.
2. Corrientes de agua, que algunos autores interpretan como causa de anomalías térmicas en la temperatura del aire (falta de estabilidad térmica) (KRANJC & OPARA, 2002).
 1. Manantiales subterráneos. El agua mana con una temperatura próxima a la de la roca, y en zonas con actividad geotérmica o desintegración radiactiva puede ser alta (MCPHERSON, 2008).
 2. Cursos de transfluencia (curso superficial captado a través de un sumidero y que circula bajo tierra hasta alcanzar la surgencia). Los sistemas de A Trapa, O Folón, Tronceda, Adeghas, Albarelllos, y Las Potras presentan esta característica. Los muestreos puntuales están orientados a interpretar la cueva como un intercambiador geotérmico dado que existe un fluido en movimiento a una temperatura diferente a la del sustrato y a la del aire subterráneo.
7. **Ventilación (natural):** La existencia de corrientes de aire dentro de las distintas cavidades que conforman el sistema. El movimiento del aire conlleva el choque y mezcla de aires distintos (del exterior y del interior de la caverna), lo que de acuerdo con el diagrama psicométrico provocará cambios térmicos importantes.
 1. Estacionalmente, cambios rápidos (oscilaciones de alta frecuencia en la temperatura), debidos a la ventilación natural, dinámica del aire por diferencia entre las densidades del aire subterráneo y superficial.
 2. Autocompresión derivada de la circulación de fluidos; su energía potencial se convierte en entalpía produciendo incrementos en presión, energía interna y por tanto en la temperatura. (MCPHERSON, 2008)
 3. Por observación directa, en los sistemas de cavidades en granitos estudiados la circulación de aire parece deberse a dos fenómenos:
 1. Inducida por circulación (sobrepresión) superficial entre bocas próximas, canalizando el flujo externo en diaclasas de cierto desarrollo.
 2. Termocirculación en tubo de viento, cuando existen dos o más bocas que comunican con el exterior, situadas (al menos dos de ellas) a diferencias de cota importante. Se ajusta a la dinámica descrita para el glaciocarst por ERASO & PULINA (1984). El motor sería la diferencia de temperaturas entre el aire del interior y el aire del exterior. Se establecen flujos importantes de aire capaces de permanecer largos periodos de tiempo extravasando grandes volúmenes de aire entre el interior y el exterior. En verano (cuando el aire exterior es menos denso y más caliente que el del interior) se ha observado un flujo de aire descendente a lo largo del canal principal de A Trapa, paralelo al curso de agua, con aspiración de aire en la boca superior y salida de aire por la boca inferior, lo que es coherente con los modelos de termocirculación existentes. Sin embargo, en algunos niveles y bocas se han observado corrientes pulsantes, con o sin inversión de flujo.
8. **Oxidación** (MCPHERSON, 2008) y procesos biológicos: Cada kilogramo de oxígeno es capaz de oxidar 12/32 kilogramos de carbón, lo que supone 12675 kJ de calor por kilo de oxígeno usado.

9. **Colapso y movimientos de bloques** (MCPHERSON, 2008): Cuando la roca fracturada se mueve hacia abajo debido a efectos gravitacionales, la pérdida de energía potencial puede producir un incremento de temperatura debido a la fragmentación, impacto, rotura o como consecuencia de la fricción.

6.3. Monitorización del medio subterráneo

El estudio microclimático de las cavidades se desarrollará en base a dos tipos de registros de datos: Series temporales largas continuas obtenidas mediante registradores automáticos; y monitorizaciones puntuales para controlar variables específicas o subprocesos secundarios.

6.3.1. Registros de series temporales discretas a largo plazo

Son series temporales continuas obtenidas mediante registradores automáticos. El período de muestreo se ha fijado en $\tau = 1$ hora. Esto permite trabajar con datos asociados a variaciones relativamente rápidas, oscilaciones asociadas a flujos de aire intermitentes o avenidas esporádicas. Algunos autores (GÁZQUEZ et al, 2014:PP105) indican como ventaja, el seguimiento de eventos de alta frecuencia: "Sampling frequency was set at every hour. This ensures quick sensor equilibration with the cave air even when fast environment changes occur".

Además el trabajar con periodicidades horarias permite construir series derivadas por escalado temporal, como son series diarias medias ($\tau=24h$), series estacionales medias, o series anuales ($\tau=365$ días).

Conviene destacar que cualquier serie temporal derivada del registro principal mediante el cálculo del valor promedio en un ventana temporal es un filtro paso-bajo, que suaviza las series temporales. En general existen tres tipos de filtro paso-bajo:

- Filtro de media de ventana n: Toma como valor la media de los n valores de la ventana.
- Filtro de media ponderada de ventana n: Asigna un peso ponderado para cada valor en función de la posición del valor dentro de la ventana.
- Filtro de mediana de ventana n: Toma como valor la mediana de los n valores de la ventana.

Los trabajos citados en apartados previos usan series diarias medias y series anuales medias, por lo que todas las series derivadas que se produzcan, se calcularán mediante filtros de media de ventana $n=24$ o $n=365$.

El punto ideal para situar el termoregistrador es en suspensión, sin contacto físico con el soporte. Algunos autores fijan la instrumentación a 20 cm sobre el suelo de la cavidad (GÁZQUEZ et al, 2014:pp105) aunque también incorporan y fijan sensores tipo ibutton en elementos estructurales exteriores. Otros autores montan los loggers sobre trípode a alturas de 100 mm sobre el suelo de la cavidad, mientras sitúan sensores externos enterrados, en bosque, a 0.5 m de profundidad (DOMÍNGUEZ-VILLAR, 2013: pp161).

Las cuevas en granito que se pretenden monitorizar son accesibles a los visitantes y no está garantizada la seguridad de los equipos de monitorización. Durante el desarrollo del proyecto incluso se han perdido series de datos debido a la desaparición de alguna de las unidades termoregistradoras. Por ello se han situado los registradores en aquellos niveles y paleoniveles de interés, en zonas menos accesibles y transitadas, ocultos parcialmente y

apoyados sobre el sustrato con el elemento sensible (bulbo) al aire. Por las dimensiones del propio logger, la disposición del bulbo se sitúa de medida a no más de 90 mm con respecto al punto de apoyo del instrumento. Los sensores no siempre se dispusieron en el suelo debido a las especiales características de estabilidad del piso de la cavidad. Así en A Trapa, por ejemplo, se suspendieron en fisuras verticales, con el bulbo expuesto y sin contacto con el soporte.

Los equipos usados para monitorizar variables térmicas y termohigrométricas son:

1. Datalogger EL-USB-2 LASCAR
 1. Precisión de medición de Humedad: $\pm 3\%$ HR
 2. Resolución de medición de Humedad: 0,5%HR
 3. Precisión de medición de temperatura: $\pm 2^{\circ}\text{C}$
 4. Resolución de medición de temperatura: $0,5^{\circ}\text{C}$ (-35°C / $+80^{\circ}\text{C}$).
2. Datalogger EL-USB-1 LASCAR
 1. Precisión de medición de temperatura: $\pm 1^{\circ}\text{C}$
 2. Resolución de medición de temperatura: $0,5^{\circ}\text{C}$ (-35°C / $+80^{\circ}\text{C}$).
3. Recopilador de datos EasyLog EL_DataPAD Lascar.

6.3.2. Registros y muestreos puntuales

Se han realizado tomas de datos puntuales utilizando instrumentación específica para la variable a medir, siguiendo en cada cueva unas trayectorias (recorridos) predeterminados. Estas trayectorias definidas concretan el orden de las mediciones y la situación de las estaciones de medida en las que se hará un seguimiento de ciertas variables microclimáticas a lo largo de un flujo principal de aire o agua.

Los muestreos puntuales tratan de concretar la dinámica de fenómenos zonales o secundarios, como son zonas de condensación permanente y tasas de condensación, equilibrio térmico de los fluidos que fluyen a través de la cavidad, etc... Al mismo tiempo, la adquisición de datos en los mismos puntos dónde se emplazan los termoregistradores permite el contraste de las lecturas a efectos de calibración.

A lo largo de estas trayectorias se monitorizan las siguientes variables:

- En el exterior:
 - Temperatura del agua
 - Temperatura IR superficial de la roca exterior al sol y a la sombra.
 - Temperatura seca y humedad relativa del aire
- En el interior:
 - Temperatura del agua
 - Temperatura IR superficial de techo, paredes (izquierda y derecha), y suelo.
 - Temperatura seca y humedad relativa del aire.
 - Velocidad y dirección del aire.
 - Caudal de agua

La instrumentación utilizada para ello:

- Anemómetro TESTO 435 con sonda de molinete de 60 mm.
 - Precisión de medición de velocidad del aire: $\pm 0,1\text{m/s}$ ($+0.25 \dots +20\text{ m/s}$).

- Termohigrómetro de ambiente Testo 625.
 - Precisión de medición de Humedad: $\pm 2,5\%HR$
 - Resolución de medición de Humedad: $0,1\%HR$
 - Precisión de medición de temperatura: $\pm 0,5^{\circ}C$
 - Resolución de medición de temperatura: $0,1^{\circ}C$
- Cámara termográfica Testo 875-2.
 - Precisión de medición de temperatura: $\pm 2,0^{\circ}C$
- Termómetro de infrarrojos Fluke 574 CF
 - Precisión de medición de temperatura : $\pm 0,75^{\circ}C$
 - Resolución de medición de temperatura: $0,1^{\circ}C$
- Termómetro de penetración TESTO 106-T1
 - Precisión de medición de temperatura : $\pm 0,5^{\circ}C$
 - Resolución de medición de temperatura: $0,1^{\circ}C$

6.3.3. Distribución de las estaciones de muestreo

Para el estudio del microclima en las cavidades en granitos se han seleccionado tres sistemas de cuevas diferentes, tratando de gradar la complejidad del problema con la propia complejidad del sistema en estudio. Aunque estas cuevas han sido estudiados en otros capítulos de la Tesis, conviene efectuar un resumen descriptivo orientado al estudio medio climático:

a) Sistema de A Cunchosa, Aldán-Cangas (España)

Cueva de bloques asociado a un movimiento en ladera. Existen dos niveles de cueva situados en cota diferente en la vertiente: Un nivel de galería alta, formando abrigos abiertos en la cabeza del deslizamiento y un segundo nivel de cueva, formado por una galería principal que presenta un curso activo errático (circulación anastomosada y condicionada por el caos de bloques) de poco caudal en el fondo del valle. El espesor de roca (bloques) sobre el curso es relativamente bajo. Se ha dispuesto un único sensor, EL-USB en una de las galerías situadas en la zona más cerrada del sistema. La idea es disponer de información para un estudio base en una cavidad morfológicamente "sencilla". Se pretende así construir un **modelo de gradiente térmico vertical simple**. Ver figura 6.3.

b) Sistema de A Trapa, Ribadelouro, Tui (España):

Cavidad estructural y de bloques con un desarrollo total de 1590 m, con un desnivel de -94,8 m entre el sumidero principal y la surgencia. La cavidad se desarrolla en una vaguada de dirección principal O-E, a sotavento del Aloia, por lo que los vientos del Oeste, predominantes en la zona, serían "descendentes" en relación al desarrollo de la cavidad, y los del Este serían vientos ascendentes.

Se presume que la cavidad presenta internamente dos dominios termohigrométricos diferenciados: El asociado a curso de agua principal; y el situado en los paleoniveles y neopasajes suprayacentes.

Se han dispuesto cuatro estaciones EL-USB fuera del dominio asociado al curso de agua, y distribuidos siguiendo la vertical del sector Féveros. Las estaciones están próximas pero no se sitúan en una misma sección transversal por lo que directamente no representan el "gradiente vertical térmico" de una misma sección. Las estaciones se han denotado PAL, TL y

FIG. Existió un cuarto sensor denominado SUP situado en un alero exterior sobre el sector Féveros, que desapareció por lo que sus datos, limitados a un periodo corto de tiempo, se han descartado. Han servido sin embargo para contrastar la temperatura del suelo con la registrada en la estación agrometeorológica tomada como referencia. En verano de 2015, se detectaron variaciones muy bruscas en la estación TL, alcanzando sus puntas los valores de saturación de los sensores. Temporalmente se dispusieron sensores para discriminar dichos eventos: Un sensor CONTRASTE-TL en paralelo a TL y orientado a determinar un fallo del termoregistrador; un segundo sensor PIG-ALTA, situado en un paleonivel intermedio entre TL y PIG orientado a determinar la posible extensión de las puntas térmicas si estas no se apreciaban en PIG. La figura 6.4 muestra la disposición de los sensores en una sección compuesta de la cavidad.

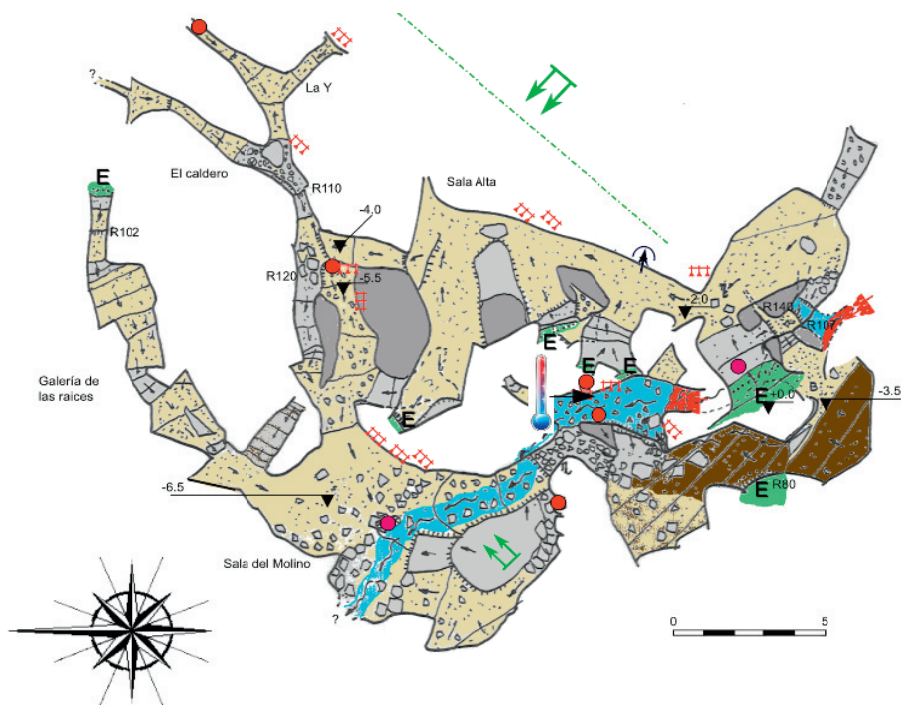


Figura 6.3: Planta general del sistema de *A Cunchosa* en Aldán, sobre la que se ha indicado la situación de la estación de registro.

Tomando como referencia la posición de la estación SUP se han estimado los espesores de roca situados encima de los restantes registradores (las profundidades relativas a la superficie en su vertical). La medición se ha realizado topográficamente mediante una poligonal abierta que une las distintas estaciones. Las medidas se realizaron con un Láser AC1000 RangeFinder con diámetro de 200 mm de diámetro.

La elección de la situación de los sensores pretende:

- Construir un **modelo de gradiente térmico vertical en cueva multinivel**. Se dispondrán las estaciones en el sector de máxima potencia de cueva abarcando 3 de los 5 niveles de cueva existentes.

- Determinar la estabilidad térmica de los paleoniveles más antiguos, principalmente los que presentan biomineralizaciones u horizontes arqueológicos importantes.

Sensor	Cota relativa referida al sumidero principal	Profundidad referida a la superficie	Método de cálculo
SUP	-25	0	
PAL	-28	-3,6147 m	Poligonal
TL	-34	-5,6477 m	Poligonal
PIG	-44	-7,1010 m	Sección topográfica

Tabla 6.2: Estaciones de registro subterráneas del sistema de A Trapa: Cotas relativas al sumidero principal del sistema de cuevas; profundidad de emplazamiento o distancia vertical del sensor con respecto a la superficie del terreno.

El curso de agua desde el sumidero hasta la surgencia se ha trazado mediante muestreos puntuales siguiendo una serie de trayectorias definidas.

c) Sima de A Furna, Castelo da Furna, Boivao, Velença (Portugal):

Cavidad estructural emplazada en dos grandes fisuras subverticales. Tiene un desarrollo total topografiado de 353 m con un desnivel vertical entre la boca más alta y la más baja de -32 m. La cueva está dividida en dos zonas. La zona superior entre las cotas 0 y -23 m y que constituye una cavidad cerrada y oscura con tres niveles de entidad; y la zona baja, que es realmente una fisura abierta (parcialmente sin techo), entre las cotas -23 y -32 m.

Se han dispuesto cuatro registradores EL-USB-2 LASCAR para la medición de temperatura húmeda, temperatura de saturación y humedad relativa a lo largo de la galería principal de la zona alta. Los registradores se han situado en las proximidades de biominerales. Las estaciones se denotaron como TA, TB, TC y TE. La figura 6.4 muestra la disposición de los sensores en una sección compuesta de la cavidad.

La cueva tiene una marcada orientación N-S, con apertura al N, debido a su desarrollo asociado a diaclasas de dirección N5°E y buzamiento 90°. El tramo de galería seleccionado evoluciona según N35°E con buzamiento 60° a 70° – N305°E. La situación y orientación de la cueva hace que pueda producirse una circulación ascendente (flujo de TB a TC y a TA), en túnel de viento, cuando se dan flujos de aire externo de dirección predominante N.

La cavidad carece de formas de erosión y de huellas de circulación permanente de agua. Existen episodios esporádicos por afloramientos de agua en las proximidades de las estaciones TA y TC, y afloramientos estacionales en la galería baja próxima a la estación TB. Por la morfología vertical del pasaje se produce abundante goteo y escorrentía del agua de lluvia procedente de la superficie. .

Se pretende construir un modelo que refleje el gradiente termohigrométrico unidimensional según eje horizontal (mapa de flujo térmico de boca TE a fondo de galería TA, pasando por TB (primera sala) y TC (intersección central de pasajes). La distribución de sensores se indica en la figura 6.5.

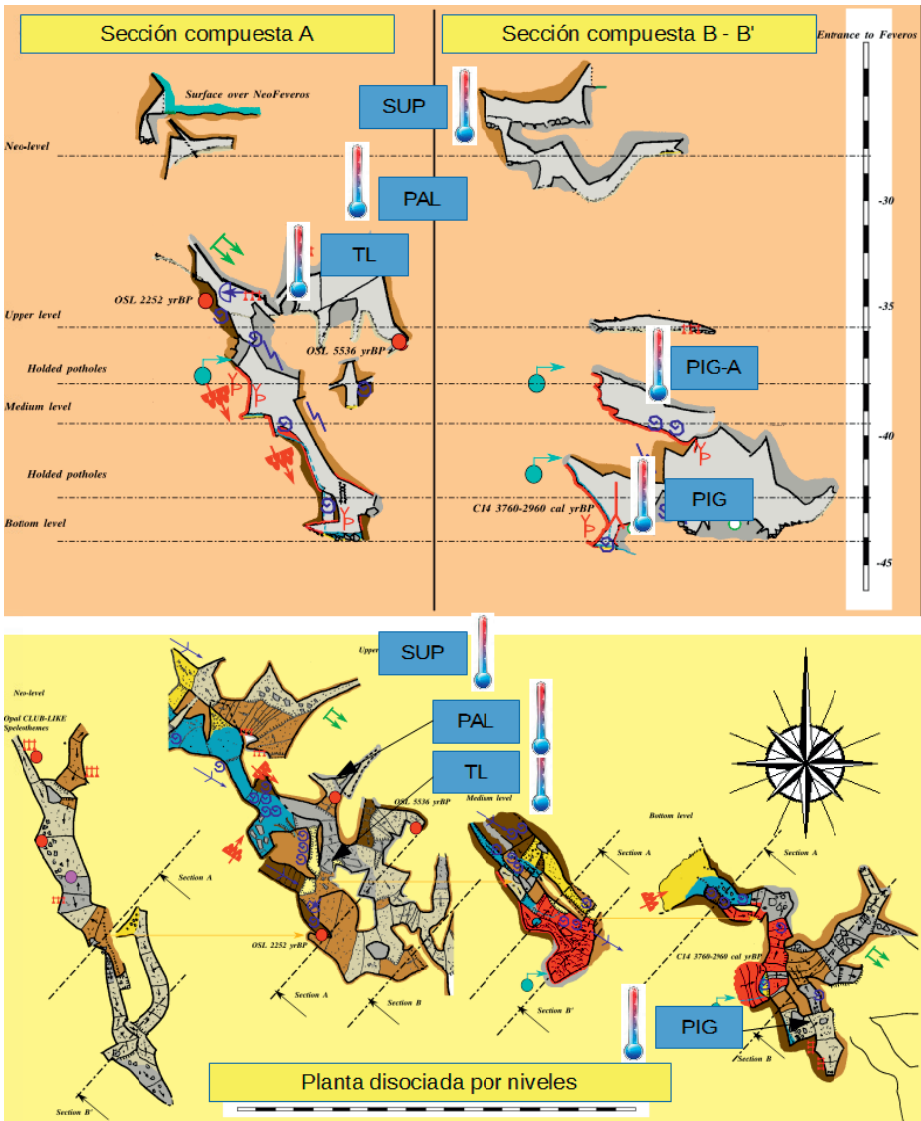


Figura 6.4: Planta disociada por niveles y secciones compuestas del sector *Féveros-Chiglosas*, en el sistema de *A Trapa* en Ribadelouro-Tui. Se indica la situación de las estaciones de registro.

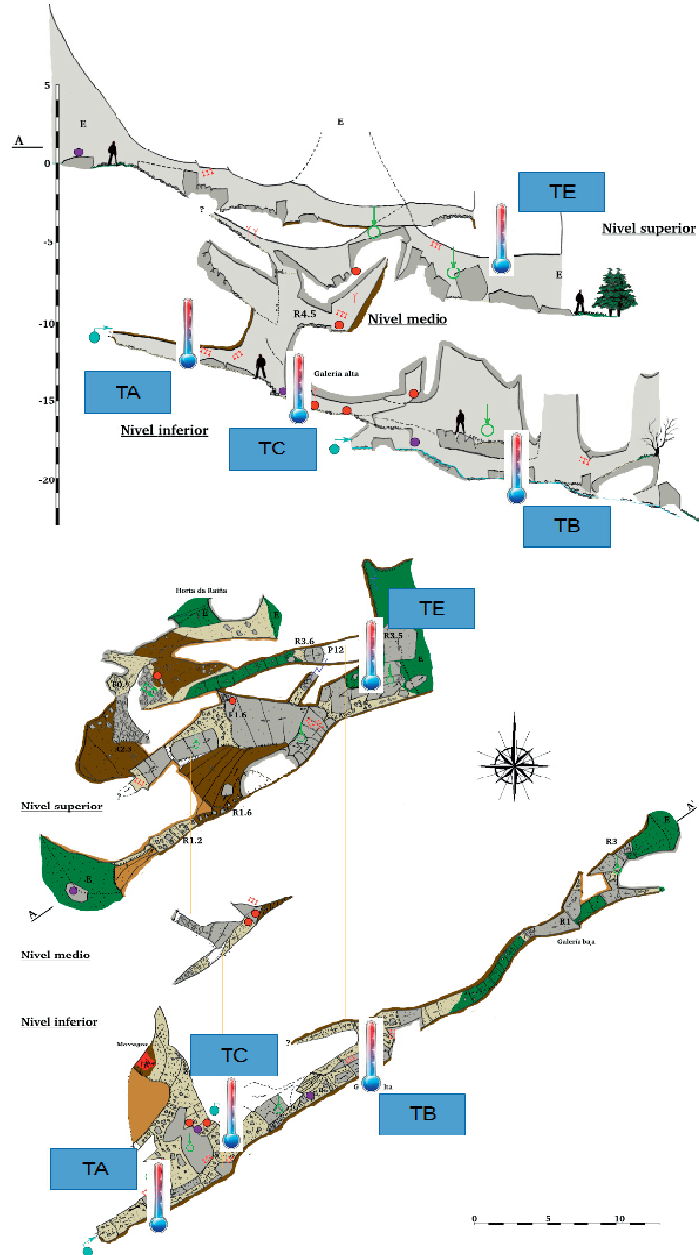


Figura 6.5: Planta general desglosada por niveles y alzado parcial del sistema de *A Furna* en Boivao-Valença (Portugal). Se indica la situación de las estaciones de registro.

6.3.4. Resumen de datos

Se han realizado mediciones y monitorizaciones de las cuevas desde noviembre de 2013 hasta marzo de 2016. A fecha de 28 de febrero de 2016 se disponen de los registros que se resumen en la tabla siguiente:

Cueva	Estación	Magnitud	Regs	Max	Min	Amplitud	Media	Varianza
Cunchosa	AC1	°C	4031	17,50	8,50	9,00	12,90	6,10
A Furna	TE	°C	9050	25,50	1,50	24,00	12,47	25,11
		HR%	9050	103,50	38,00	65,50	83,74	182,64
		Tdew (°C)	9050	18,70	-3,50	22,20	9,52	18,23
	TA(1)	T (°C)	7196	14,00	5,50	8,50	9,36	3,69
		HR%	4507	110,00	90,00	20,00	107,65	5,72
		Tdew (°C)	4507	15,30	6,40	8,90	10,97	5,12
	TB(16)	T (°C)	7160	19,00	2,00	17,00	10,13	11,30
		HR%	7010	106,00	72,50	33,50	98,35	32,88
		Tdew (°C)	7010	17,80	1,00	16,80	9,89	13,78
	TC	T (°C)	2933	17,00	8,00	9,00	11,81	9,39
		HR%	2933	107,50	85,50	22,00	101,68	25,15
		Tdew (°C)	2933	16,90	7,10	9,80	11,98	5,84
A Trapa	SUP	T (°C)	577	20,50	8,00	12,50	12,14	3,10
	PAL	T (°C)	10755	25,00	3,50	21,50	13,12	20,07
	TL	T (°C)	17811	87,50	6,50	81,00	12,10	10,62
	PIG	T (°C)	14386	17,00	6,00	11,00	13,04	6,02

Tabla 6.3: Resumen de datos de las estaciones de registro montadas en tres sistemas graníticos. La monitorización de las cuevas se ha realizado desde noviembre de 2013 hasta marzo de 2016.

6.4. Estaciones externas de referencia

Ya se indicó en la introducción al capítulo, que se toman como referencia los datos públicos (www.meteogalicia.es) de las estaciones meteorológicas y agrometeorológicas más próximas a los sistemas en estudio. Aunque hay estaciones que aportan registros horarios y diezminutales, estos registros bien se limitan a pocas variables o bien son registros cortos. Las variables externas disponibles son las siguientes:

1. Temperatura ambiental diaria media, y que denotaremos Tadm.
2. Temperatura del aire superficial diaria media a +0,1 m, y que denotaremos Tsdm.
3. Temperatura del suelo diaria media a -0,1 m, y que denotaremos Tgdm
4. Humedad relativa diaria media, y que denotaremos Hrdm
5. Temperatura de saturación (rocío), y que denotaremos Tddm.
6. Velocidad diaria media del viento y su dirección, y que denotaremos Ivdm y R
7. Intensidad pluviométrica diaria, y que denotaremos Ipdm.

Evaluamos, para el rango temporal cubierto por los registradores, la idoneidad de las estaciones externas teniendo en cuenta la distancia a la cavidad, la calidad de los datos, esto es su continuidad en el tiempo y su acoplamiento o sincronismo con las series de datos disponibles en la cavidad. La figura 6.6 muestra las temperaturas superficiales a -0.1 m (series Tgdm) de las estaciones agrometeorológicas de Enteza (Salceda de Caselas) y Areas (Tui), comparadas con las temperaturas registradas en el sensor superficial de A Trapa (estación SUP) y sensor de boca de cueva de A Furna (estación TE). Se puede apreciar como los fragmentos del registro SUP de A Trapa son visualmente coherentes con la serie de Areas. Por su parte TE, que no es una estación estrictamente de superficie dado que se sitúa en un alero próximo a una de las bocas de entrada a la cavidad, visualmente también varía acorde a las variaciones de Areas/Enteza.

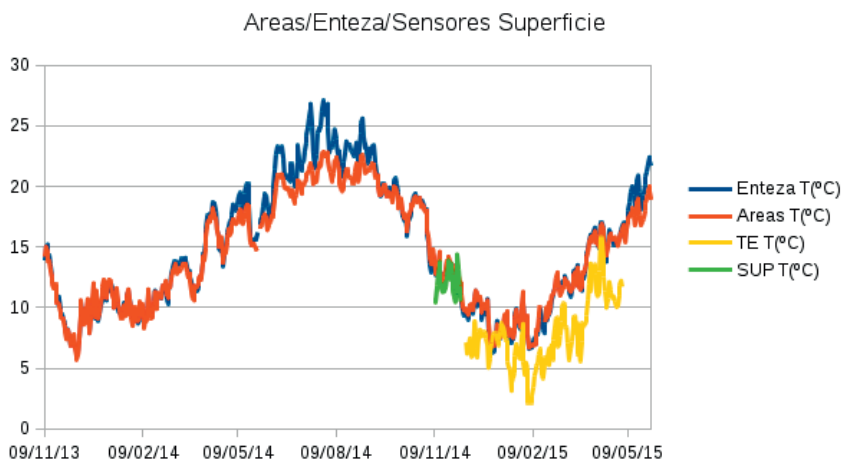


Figura 6.6: Comparación visual entre las series de superficie (-0.1 m) de las estaciones de referencia y las series térmicas derivadas de los registradores situados en boca de cueva.

En la figura 6.7 superponemos la temperatura superficial Tgdm (a -10 cm) diaria media de la estación de Areas con los registros disponibles para los cuatro sensores situados en la cueva de A Trapa. Visualmente se aprecia como la temperatura ambiental de la cueva "sigue" las variaciones superficiales. Aparentemente existe una mayor atenuación y desfase, a mayor profundidad del sensor, lo que sería coherente con los modelos de difusividad de calor en un medio homogéneo semi-infinito (CARSLAW & JAEGER, 1959).

Igualmente en la figura 6.8 superponemos la temperatura Tgdm (a -10 cm) diaria media de la estación de Enteza con los registros disponibles para los cuatro sensores situados en la cueva de A Furna. Visualmente se aprecia como la temperatura del sistema "sigue" las variaciones superficiales, por lo que en ausencia de una estación Portuguesa de referencia, tomaremos esta como base para el análisis. Mediante registradores en paralelo se ha comprobado que los escalones bruscos en los registros se corresponden a fallos en las baterías de los instrumentos.

Los registros de las estaciones de Areas y Entenza cubren el período de monitorización con continuidad. Sus históricos permiten obtener registros de temperatura ambiental a +1.5 m sobre la estación, temperatura del suelo a -0.1 m sobre cota de estación, temperatura de rocío y humedad relativa para el periodo 2007 – 2016, si bien presentan algunas discontinuidades.

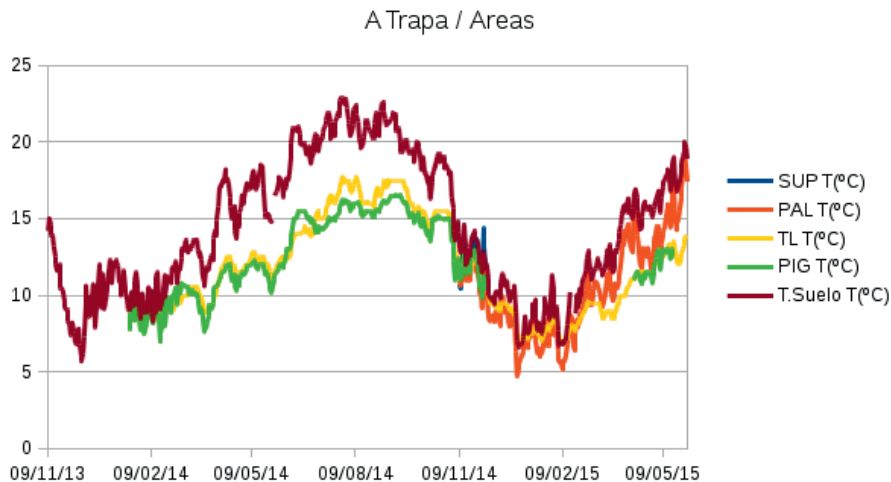


Figura 6.7: Comparación entre la temperatura del suelo a -0.1 m en la estación agrometeorológica de Areas (Tui) con las series diarias medias obtenidas por los termo registradores de *A Trapa* (Ribadelouro-Tui).

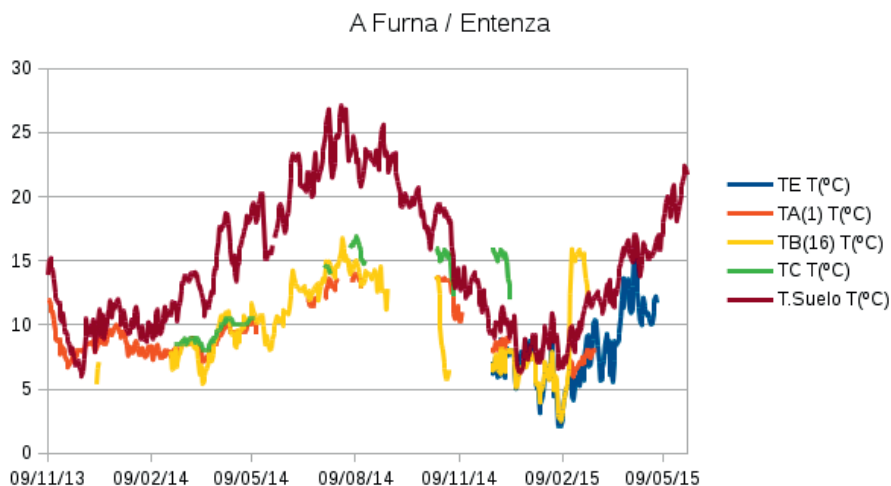


Figura 6.8: Comparación entre la temperatura del suelo a -0.1 m en la estación agrometeorológica de Entenza con las series diarias medias obtenidas a partir de los registros del sistema de *A Furna*.

Para las intensidades pluviométricas, velocidades y dirección de viento se han buscado las estaciones meteorológicas más próximas a la cueva y cota.

La figura 6.9 muestra la situación geográfica de las cuevas y las estaciones meteorológicas y agrometeorológicas tomadas como referencia en la presente tesis.

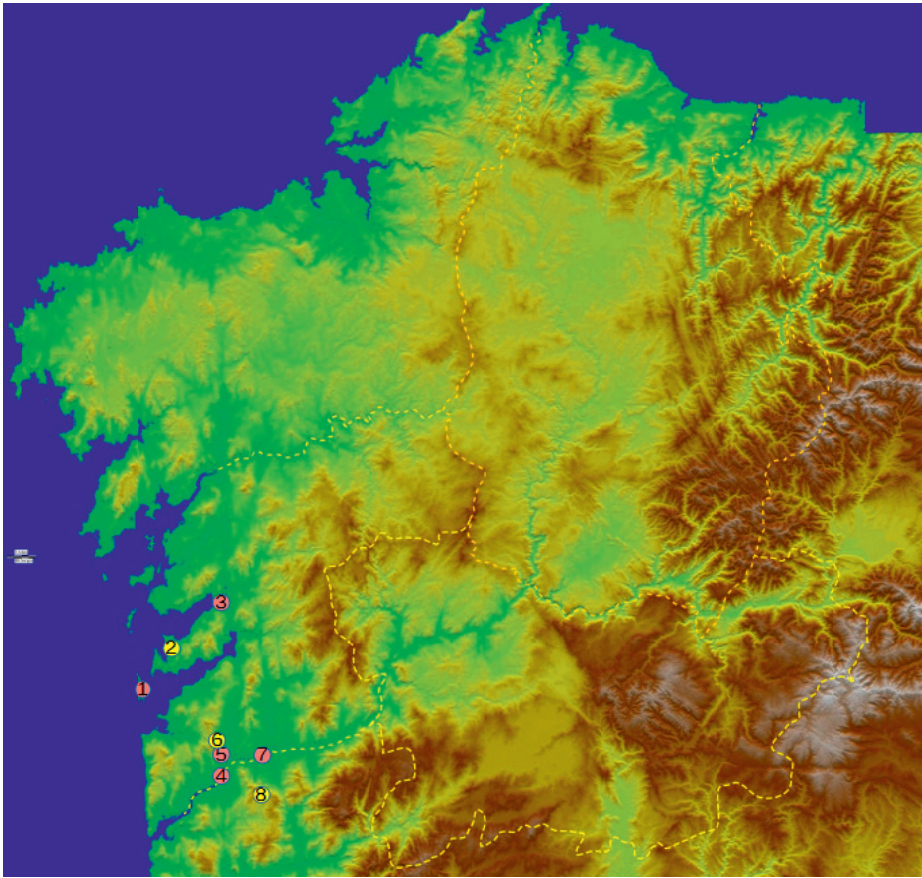


Figura 6.9: Situación geográfica de las estaciones agrometeorológicas y meteorológicas usadas como referencia en el estudio de las distintas cuevas. (1): Estación Cíes; (2) Sistema de *A Cunchosa*; (3) Estación agrometeorológica de Areeiro; (4) Estación agrometeorológica de Areas; (5) Estación de Aloia; (6) Sistema de *A Trapa*; (7) Estación agrometeorológica de Entenza; (8) Sistema de *A Furna*. Mapa original (<https://www.edu.xunta.es>).

En las siguientes tablas se describen las estaciones de referencia usadas en el estudio de cada una de las cavidades. Latitudes y longitudes en grados decimales:

A Cunchosa		Y: 42,3	X: -8,82	Z: 27 m		
Estación	Tipo	Latitud	Longitud	Cota	Distancia	Variables
Areeiro	Agrometeo	42,41	-8,67	100 m	17,06 km	Tsdm, Tgdm
Illas Cíes	Meteo	42,22	-8,9	25 m	11,72 km	Vdm, R, Ipdm

Tabla 6.4: Datos de localización del sistema de A Cunchosa y de las estaciones externas usadas como referencia para su estudio.

A Trapa Y: 42,1 X: -8,67 Z: 260 m

Estación	Tipo	Latitud	Longitud	Cota	Distancia	Variables
Areas	Agrometeo	42,03	-8,67	74 m	8,43 km	Tsdm, Tgdm
M. Aloia	Meteo	42,08	-8,68	484 m	2,48 km	Vdm, R, Ipdm

Tabla 6.5: Datos de localización del sistema de A Trapa y de las estaciones externas usadas como referencia para su estudio.

A Furna Y: 42,99 X: -8,55 Z: 573 m

Estación	Tipo	Latitud	Longitud	Cota	Distancia	Variables
Entenza	Agrometeo	42,07	-8,56	92	8,90 km	Tsdm, Tgdm
M. Aloia	Meteo	42,08	-8,68	484	2,48 km	Vdm, R, Ipdm

Tabla 6.6: Datos de localización del sistema de A Furna y de las estaciones externas usadas como referencia para su estudio.

6.5. Determinación de los factores con mayor influencia en la microclimatología de la cavidad

El objetivo en este apartado es concretar el dominio temporal de las oscilaciones y cambios en las distintas variables microclimatológicas. En esencia se busca saber qué procesos deberán agruparse o considerarse agrupados para crear un modelo climático de las cavidades (en función de la escala temporal del modelo), esto es, interesa comprobar el acoplamiento o correlación entre variables superficiales y subterráneas:

1. El acoplamiento entre series frente a eventos de corta duración, duración referida al periodo base de la serie (T=1h, T=24h, T365d).
2. Extensión (dinámica) en el tiempo de eventos de corta duración o de series de eventos cortos: Anomalías locales o eventos de larga afección.
3. Componentes, mecanismos y procesos principales.

Este análisis se efectúa sobre los registros del sistema de A Trapa pues son los que presentan tramos largos simultáneos en todas sus estaciones.

6.5.1 Ventilación natural: Correlación Ivdm – Tcdm

En el apartado 6.2(7) se resumieron los mecanismos de ventilación que aparecen en la literatura. La falta de continuidad s.s. de los conductos y pasajes, su estructura "abierta", y la simple observación de elevadas corrientes de aire en la cavidad cuando existen vientos de dirección predominante coincidente con la estructura de la cavidad, conlleva a analizar la ventilación natural, la circulación del aire y su interacción con la cavidad, como simples corrientes inducidas por esos flujos exteriores.

El aire es un fluido calor portador, y como tal, en movimiento relativo con respecto a la estructura de un sistema de bloques (esa retícula bloques+huecos), atravesando total o parcialmente la red de pasajes, cabe interpretarse como un intercambiador de calor simple. El aire en movimiento, en función de la magnitud del evento (intensidad, continuidad, etc.)

podría producir oscilaciones transitorias en las condiciones microclimáticas del sistema o bien generar distorsiones significativas de corto/medio plazo. Esta presunción conllevaría el tratar la cavidad como un intercambiador aire-tierra (EAHE: Earth-Air Heat Exchanger). Y también, aunque las estaciones de registro continuo subterráneas no se han asociado directamente con cursos de agua, habría que considerar la circulación del aire en relación con otros flujos naturales presentes en la cavidad, como un curso de agua principal, lo que podría dar lugar a interpretar el sistema como un intercambiador de calor serie EAHE (Earth-Air Heat Exchanger)-EWHW (Earth-Water Heat Exchanger) con flujos paralelos o con flujos a contracorriente según fuesen las direcciones relativas de ambos fluidos.

El presente apartado se centra en evaluar el posible acoplamiento entre el viento diario medio (Ivdm) y la temperatura de los sistemas estudiados. El estudio tendrá en cuenta la dirección del viento en función de la orientación de la cavidad y vaguada dónde se emplaza.

AEMET define la dirección de racha como la dirección de dónde viene el viento en el instante de la racha (www.aemet.es/es/eltiempo/observacion/ultimosdatos/ayuda). Así, si R es la dirección del plano de cueva principal (o de la vaguada) en sentido ascendente, en base a la definición de AEMET, se considerarán dos series temporales:

1. Vientos ascendentes en relación al plano principal de cueva (Ivdm): Aquellos vientos de dirección comprendidas entre $0.95 \cdot R$ y $1.05 \cdot R$.
2. Vientos descendentes en relación al plano principal de cueva (Ivdm): Aquellos vientos de dirección comprendidas entre $0.95 \cdot (R+180)$ y $1.05 \cdot (R+180)$.

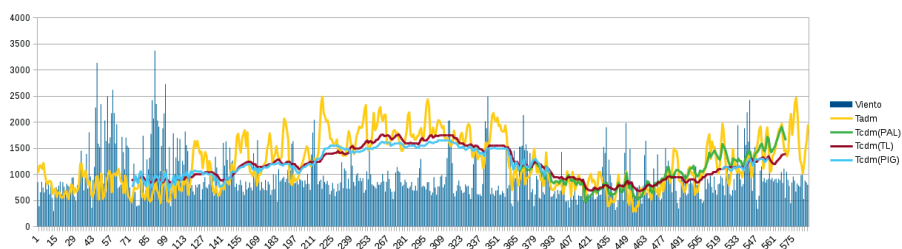


Figura 6.10: Comparativa entre la temperatura del aire en la estación de Aloia con las temperaturas diarias medias obtenidas a partir de los termoregistradores de A Trapa. El diagrama de barras indica las velocidades diarias medias de aire.

Tal como se indicó en la introducción de este apartado, se analizará la ventilación natural centrándonos en el sistema de A Trapa: Los muestreos puntuales siguiendo trayectorias definidas en esta cavidad muestran corrientes de aire ascendentes y descendentes a lo largo del eje principal de la cavidad, aparentemente compatibles con fenómenos de termocirculación en tubo de viento. Sin embargo en algunas bocas y puntos se han detectado corrientes de aire pulsantes, inclusive con inversión en el sentido del flujo. Las anomalías en los flujos podrían relacionarse con la "apertura" del sistema (falta de continuidad de los tubos de circulación), efectos de autocompresión (y turbulencias) o como consecuencia de la circulación inducida por corrientes superficiales.

La figura 6.10 compara las temperaturas ambientales del aire en la estación del Aloia con las temperaturas del aire en A Trapa. Se superpone en diagrama de barras las velocidades diarias medias de aire.

El sistema de A Trapa se desarrolla en una vaguada de dirección predominante O-E, al este del monte Aloia. Por ello se ha descompuesto la serie temporal de velocidades de viento en subseries de direcciones $90^\circ \pm 5^\circ$ y $270^\circ \pm 5^\circ$. La figura 6.11 compara nuevamente las

Tadm de la estación del Aloia con las Tcdm de A Trapa pero superponiendo dos diagramas de barras diferenciados por color, el primero para los vientos provenientes del Este ($90^{\circ} \pm 5^{\circ}$) y que se corresponden con corrientes de aire ascendentes en la vaguada de la cavidad, y la segunda para vientos provenientes del Oeste ($270^{\circ} \pm 5^{\circ}$) y que se corresponderían con vientos descendientes en la vaguada (con la connotación de estar a sotavento del Aloia). El número de eventos registrados nos muestra la predominancia de los vientos del Oeste que indican MARTÍNEZ et al. (1999).

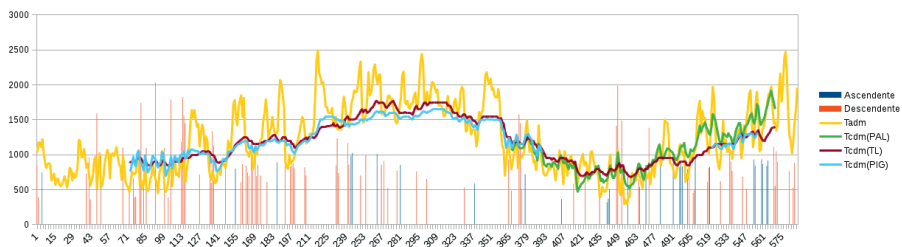


Figura 6.11: Comparativa entre las *Tadm* de la estación Aloia con las *Tcdm* de A Trapa superponiendo en diagrama de barras las velocidades medias diarias de aire ascendente (azul) y descendente (roja) de dirección cuasi-coincidente al eje medio de la vaguada y cavidad.

Utilizando transformadas de cruce de ondículas (XWT) y la transformada de coherencia de ondículas (WTC) se evalúa el posible acoplamiento de las series *Tcdm* con los eventos intermitentes producidos por los vientos *Ivdm* ascendentes (figura 6.12) y descendentes (figura 6.13). Para el cálculo de la XWT/WTC se ha usado una ondícula madre tipo Morlet sobre las series normalizadas $Tcdm/\sigma(Tcdm)$ e $Ivdm/\sigma(Ivdm)$.

Para los vientos ascendentes (del Este), XWT muestra que prácticamente no existen áreas significantes de potencia común, y las que se apreciaban en PAL y TL no presentan enclavamiento de fase. La WTC de *Tcdm* e *Ivdm* comparadas mediante su XWT muestra unas áreas mayores que se presentan como significantes, con una fase relativamente constante dentro de esas áreas. Esto nos indica que existen eventos aislados que afectan a la temperatura. Sin embargo no se puede establecer una relación directa causa-efecto entre ambas series. De la misma forma para los vientos descendentes (del Oeste) XWT muestra áreas significantes de potencia común en todos los niveles de cueva, principalmente cuando los vientos son mantenidos durante un cierto tiempo (escalas de 16-32 días). La WTC de *Tcdm* e *Ivdm* comparada con la XWT muestra unas áreas mayores que se presentan como significantes pero que no presentan una misma fase. El signo de la fase muestra como esos incrementos (y mantenimiento) de vientos intensos, induce una aparente caída de temperatura. Sin embargo el descenso térmico en la cueva podría deberse a la caída de la temperatura exterior.

6.5.2. Pluviometría: Correlación *Ipdm* – *Tcdm*

La estructura de bloques es una red de huecos abierta, conectada con la superficie, a través de la cual el agua de lluvia puede infiltrarse de forma directa, lavando y regulando la temperatura de la cavidad. Este proceso de intercambio de calor, intensificado industrialmente para enfriamientos rápidos, es el llamado hydro-cooling. El calor se lava y evacua a través del caudal de fluido hacia el interior del sistema lo que podría alterar la dinámica vertical de difusión del calor.

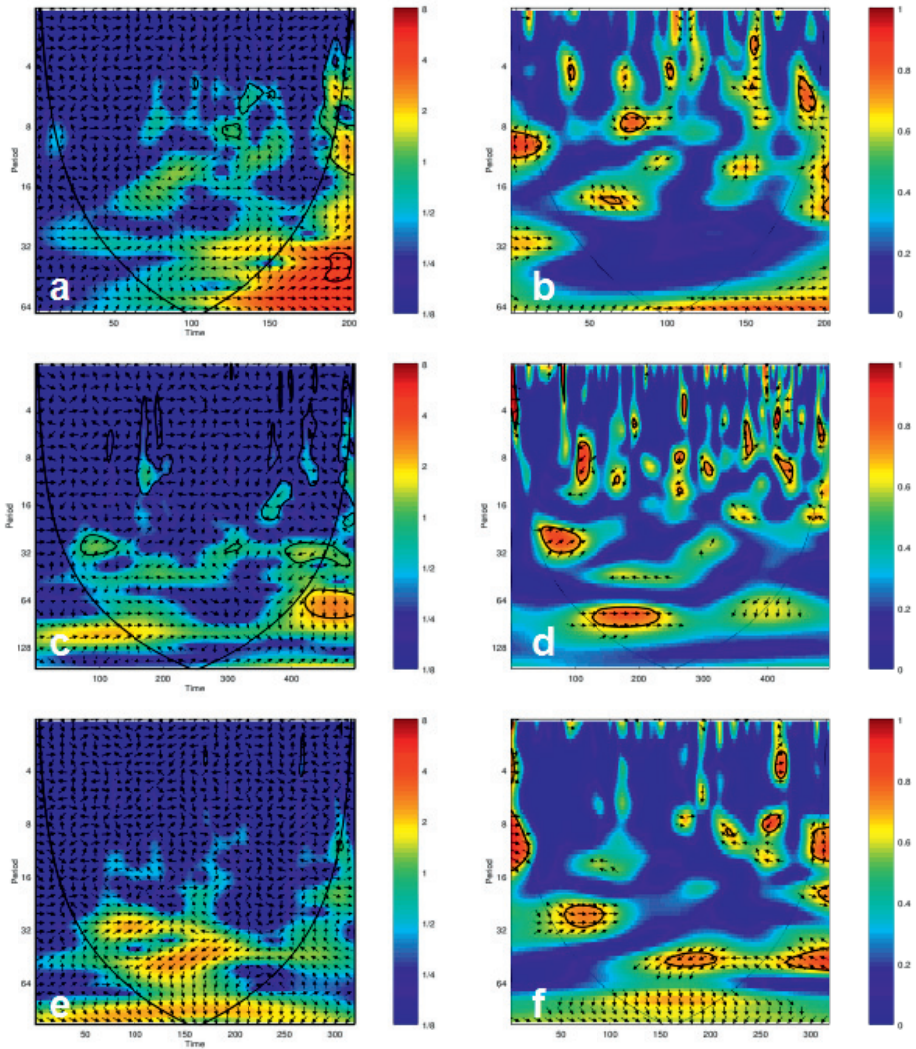


Figura 6.12: Transformada de cruce de ondículas $XWT(Tcdm;Ivdm)$ (a):PAL; (c): TL; (e): PIG. Coherencia de ondículas $WTC(Tcdm;Ivdm)$ (b):PAL; (d): TL; (f): PIG. En trazo grueso límite del COI (*cone of influence*) y remarcado en grueso también las áreas de energía común de alta significancia (*the 5% significance level against red noise*). La relación de fase relativa se muestra con flechas: En fase, flecha a la derecha; en anti-fase, flecha a la izquierda; $Ivdm$ liderando a $Tcdm$ a 90° , flecha apuntando directamente hacia abajo.

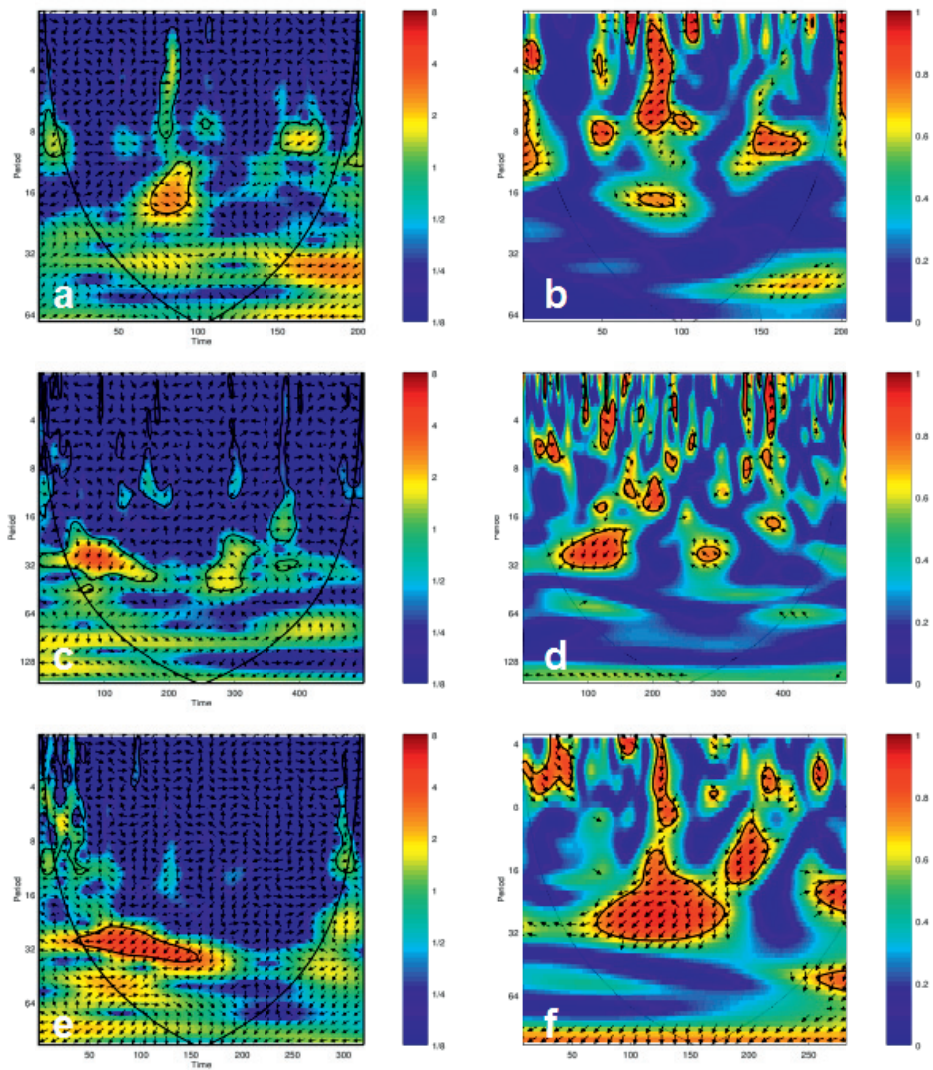


Figura 6.13: Transformada de cruce de ondículas $XWT(Tcdm;Ivdmd)$ (a):PAL; (c): TL; (e): PIG. Coherencia de ondículas $WTC(Tcdm;Ivdmd)$ (b):PAL; (d): TL; (f): PIG. En trazo grueso límite del COI (*cone of influence*) y remarcado en grueso también las áreas de energía común de alta significancia (*the 5% significance level against red noise*). La relación de fase relativa se muestra con flechas: En fase, flecha a la derecha; en anti-fase, flecha a la izquierda; $Ivdmd$ liderando a $Tcdm$ a 90° , flecha apuntando directamente hacia abajo.

La intensidad pluviométrica (l/m^2) constituye la serie temporal I_{pdm} de eventos discontinuos. Se pretende verificar el nivel de afección de dichos eventos sobre la T_{cdm} de los sistemas en estudio. La figura 6.14 compara las T_{adm} de la estación de Aloia con la T_{cdm} de A Trapa superponiendo en diagrama de barras las intensidades (l/m^2) de lluvia. Por razones de procesamiento de los archivos de matrices, todas las variables se han escalado x100.

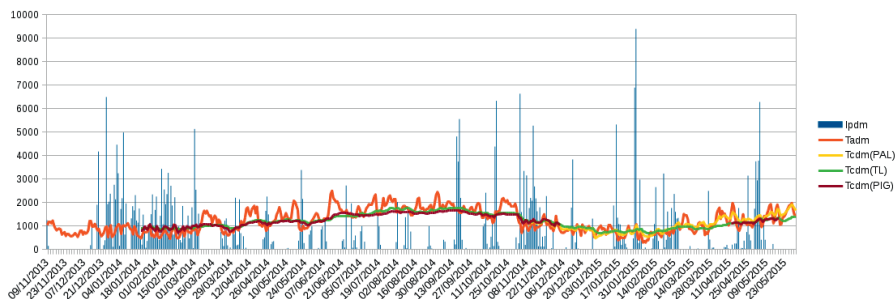


Figura 6.14: Comparativa entre las T_{adm} de la estación Aloia con las T_{cdm} de A Trapa superponiendo en diagrama de barras las intensidades pluviométricas medias diarias en el Aloia.

Mediante XWT y WTC se evalúa el posible acoplamiento de T_{cdm} con los eventos intermitentes producidos por la lluvia I_{pdm} . Se hace uso de una ondícula madre tipo Morlet sobre las series normalizadas $T_{cdm}/\sigma(T_{cdm})$ e $I_{pdm}/\sigma(I_{pdm})$.

Puede observarse en la figura 6.15.a correspondiente a la XWT($T_{cdm}[PAL]$; I_{pdm}) del nivel más alto del sistema, como las flechas de relación de fase se muestran relativamente alineadas para cada escala dentro de las áreas de potencia común significativa. El examen de la WTC correspondiente (figura 6.14.b) no confirma el enclavamiento de fase. Las XWT correspondientes a los niveles TL y PIG, prácticamente no muestran áreas de potencia común significativas, y las que aprecian no presentan enclavamiento de fase. La transformada WTC de T_{cdm} e I_{pdm} comparada con su XWT muestra unas áreas mayores que se presentan como significantes. Sin embargo no se puede establecer una relación de fase entre ambas series para estos niveles de la cavidad. Estos datos podrían indicar que la lluvia no influye significativamente en el sistema, y su afección se limita a los bloques y niveles más próximos a la superficie.

6.5.3. Correlación entre las series externas T_{adm} y T_{gdm}

Vamos a evaluar el acoplamiento entre las series temporales subterráneas con respecto a dos series temporales externas y que pertenecen a estaciones de referencia diferentes. Mediante XWT y WTC se han procesado con ondícula madre tipo Morlet, las series normalizadas $T_{gdm}/\sigma(T_{gdm})$ y $T_{adm}/\sigma(T_{adm})$.

Ambas series (T_{gdm} sobre T_{adm}) presentan acoplamiento de fase con un ángulo medio variable en función del período. El resultado se muestra en la figura 6.16.

6.5.4. Correlación entre T_{cdm} y T_{gdm}

Se verifica si existe correlación o acoplamiento entre las series T_{gdm} y T_{cdm} antes de proceder a estimar los parámetros que definen el modelo térmico de la cavidad. Conviene recordar que las T_{cdm} son temperaturas ambientales dentro de los distintos niveles y paleoniveles de la cueva.

Verificamos el acoplamiento de las series mediante XWT y WTC, haciendo uso de una ondícula madre tipo Morlet sobre las series normalizadas $T_{cdm}/\sigma(T_{cdm})$ y $T_{gdm}/\sigma(T_{gdm})$.

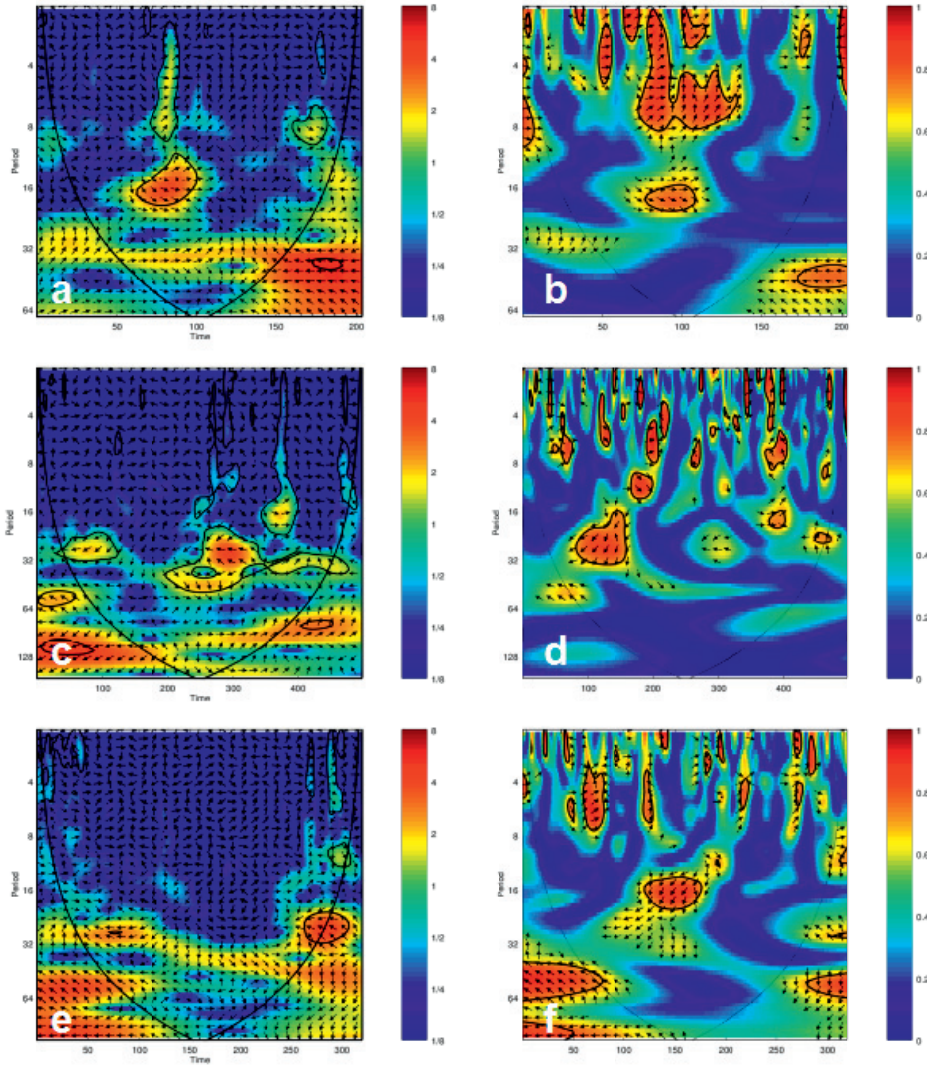


Figura 6.15: Transformada de cruce de ondículas $XWT(T_{cdm};T_{gdm})$ (a):PAL; (c): TL; (e): PIG. Coherencia de ondículas $WTC(T_{cdm};T_{gdm})$ (b):PAL; (d): TL; (f): PIG. En trazo grueso límite del COI (cone of influence) y remarcado en grueso también las áreas de energía común de alta significancia (the 5% significance level against red noise). La relación de fase relativa se muestra con flechas: En fase, flecha a la derecha; en anti-fase, flecha a la izquierda; T_{gdm} liderando a T_{cdm} a 90° , flecha apuntando directamente hacia abajo.

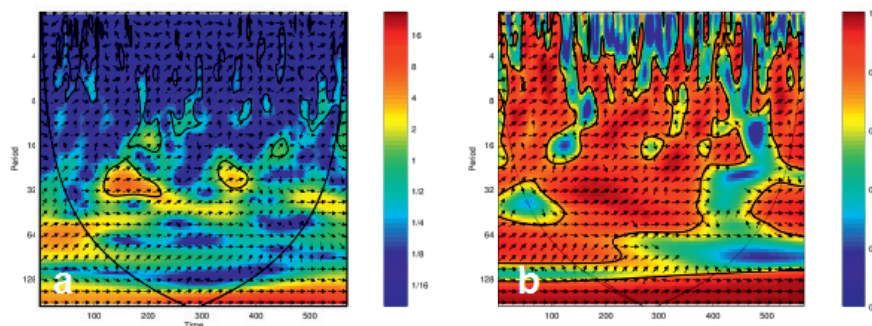


Figura 6.16: (a) Transformada de cruce de ondículas $XWT(Tgdm;Tadm)$ (b) Coherencia de ondículas $WTC(Tgdm;Tadm)$. En trazo grueso límite del COI (*cone of influence*) y remarcado en grueso también las áreas de energía común de alta significancia (*the 5% significance level against red noise*). La relación de fase relativa se muestra con flechas: En fase, flecha a la derecha; en anti-fase, flecha a la izquierda; $Ivdm$ liderando a $Tcdm$ a 90° , flecha apuntando directamente hacia abajo.

El examen de la figura 6.17 muestra como las tres series $Tcdm$ correspondientes a PAL, TL y PIG presentan acoplamiento de fase con $Tgdm$. El ángulo de fase medio depende de la escala, aunque por lo general, en las áreas significativas (XWT) esta fase media es relativamente baja (inferiores a 6°) lo que indica además que existe un cierto sincronismo entre las series temporales de forma que $Tcdm$ sigue o copia las variaciones de $Tgdm$.

6.5.5 Correlación entre $Tcdm$ y $Tadm$

Se verifica si existe correlación o acoplamiento entre las series $Tadm$ y $Tcdm$ antes de proceder a estimar los parámetros que definen el modelo térmico de la cavidad. El objetivo de estudiar esta correlación es el definir modelos dinámicos referidos a las temperaturas ambientales y no las de superficie, pudiendo así usar series de registros paleoclimáticos (ambientales) para ensayar y evaluar la paleo microclimatología.

El examen de la figura 6.18 muestra como las tres series $Tcdm$ correspondientes a PAL, TL y PIG presentan acoplamiento de fase con $Tadm$. El ángulo de fase medio en las áreas significativas (XWT) para PAL y PIG se sitúa en -35° y -39° respectivamente.

6.6. Modelos blancos: Calor aportado por difusividad térmica

Tal y como se indicó en la introducción, un modelo blanco o modelo a priori es un modelo basado en leyes físicas. El análisis realizado en los apartados anteriores nos indica que existe una fuerte dependencia entre la $Tgdm$ (o $Tadm$) y $Tcdm$, y una baja o nula dependencia con $Ipdmd$ e $Ivdm$.

Se pretende comprobar cuánto se ajustan los registros ambientales subterráneos obtenidos en estas cavidades con el modelo teórico de difusión del calor en un sólido homogéneo semi-infinito (CARSLAW & JAEGER, 1959; CHAPMAN, 1965: pp142), cuando se asume que la temperatura superficial en la cavidad se aproxima a su temperatura ambiente. Conviene recordar que los modelos de difusividad se basan en variaciones de señales térmicas senoidales (o cosenoidales) superficiales propagadas a través de un medio sólido homogéneo.

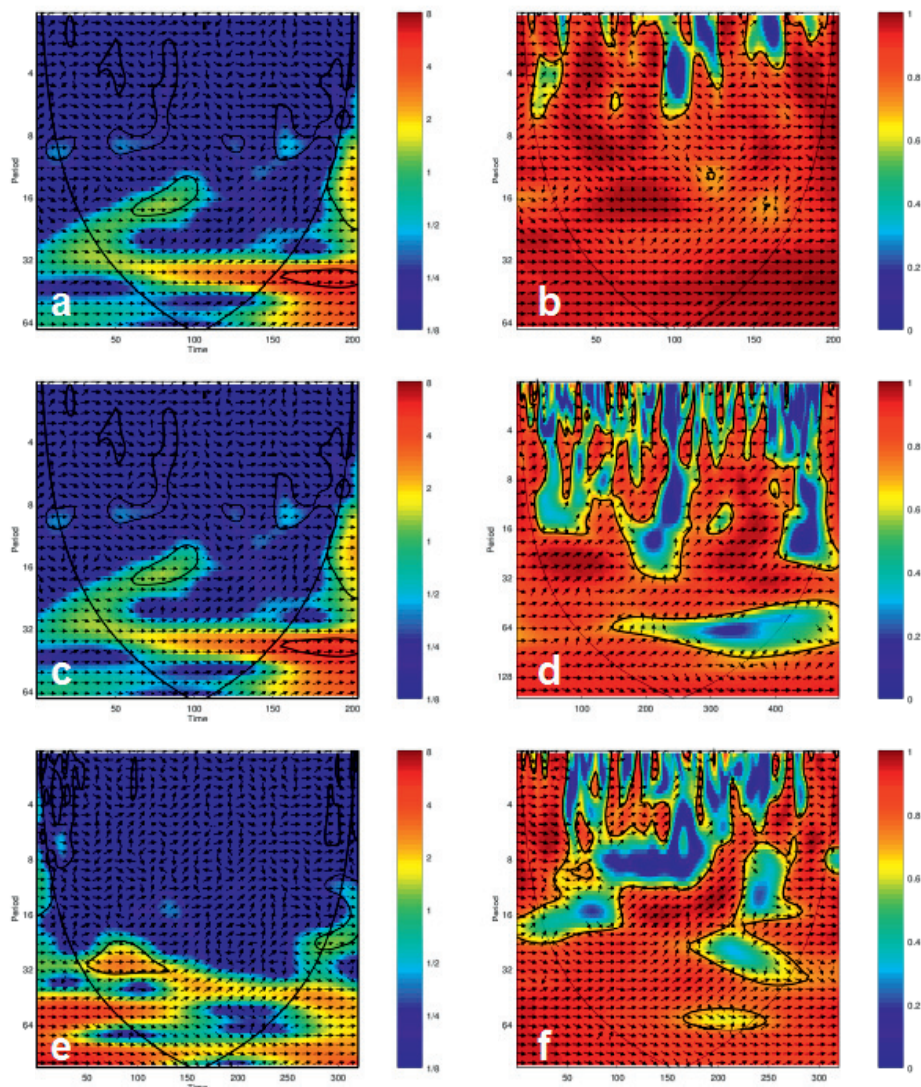


Figura 6.17: Transformada de cruce de ondículas $XWT(Tcdm; Tgdm)$ (a):PAL; (c): TL; (e): PIG. Coherencia de ondículas $WTC(Tcdm; Tgdm)$ (b):PAL; (d): TL; (f): PIG. En trazo grueso límite del COI (cone of influence) y remarcado en grueso también las áreas de energía común de alta significancia (the 5% significance level against red noise). La relación de fase relativa se muestra con flechas: En fase, flecha a la derecha; en anti-fase, flecha a la izquierda; I_{vdm} liderando a $Tcdm$ a 90° , flecha apuntando directamente hacia abajo.

En nuestro caso: El medio de transmisión es claramente NO homogéneo por tratarse de una acumulación de bloques de roca con espacios y huecos vacíos intercalados entre los bloques. Sin embargo asumiremos que ese conjunto bloques+huecos+fluidos puede tratarse como un medio homogéneo caracterizado por un coeficiente de difusividad efectiva para ese conjunto. Las variaciones térmicas superficiales asumiremos que están representadas por $Tgdm$.

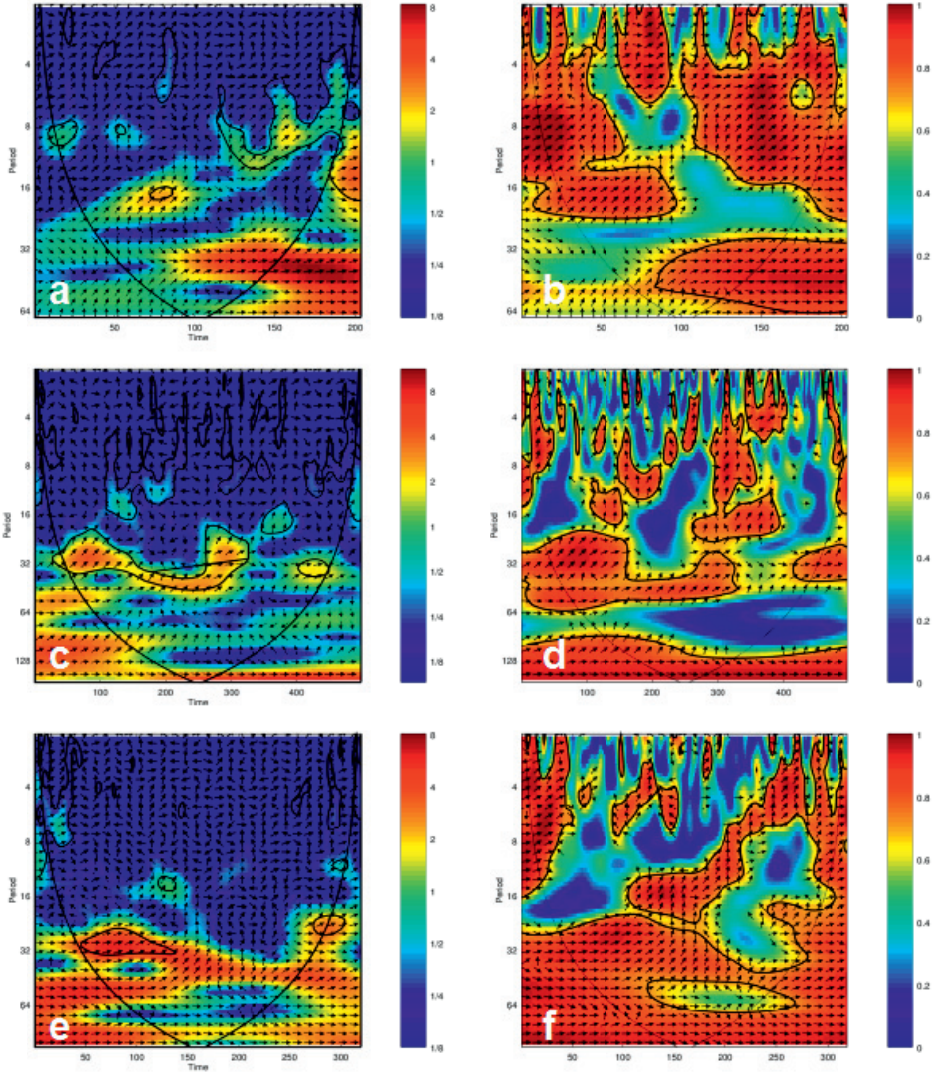


Figura 6.18: Transformada de cruce de ondículas $XWT(Tcdm; Tadm)$ (a):PAL; (c): TL; (e): PIG. Coherencia de ondículas $WTC(Tcdm; Tadm)$ (b):PAL; (d): TL; (f): PIG. En trazo grueso límite del COI (*cone of influence*) y remarcado en grueso también las áreas de energía común de alta significancia (*the 5% significance level against red noise*). La relación de fase relativa se muestra con flechas: En fase, flecha a la derecha; en anti-fase, flecha a la izquierda; $Ivdm$ liderando a $Tcdm$ a 90° , flecha apuntando directamente hacia abajo.

La siguiente ecuación describe la conducción vertical unidimensional del calor en un medio isotrópico:

$$C \cdot \delta T / \delta t = \delta (\lambda \cdot \delta T / \delta x) / \delta t \quad (6.1)$$

dónde T es la temperatura, t es el tiempo (s), x la profundidad (m), C la capacidad térmica volumétrica ($Jm^{-3}K^{-1}$) y λ la conductividad térmica ($Wm^{-1}K^{-1}$).

Asumiendo que C y λ son independientes de la profundidad, esto es, que el terreno es verticalmente homogéneo con respecto a sus propiedades térmicas, entonces la ecuación (6.1) se transforma en:

$$\delta T / \delta t = \alpha \cdot \delta^2 T / \delta^2 x \quad (6.2)$$

dónde α es la difusividad térmica aparente del medio, $\alpha = \lambda / C$ temperatura ($m^2 s^{-1}$).

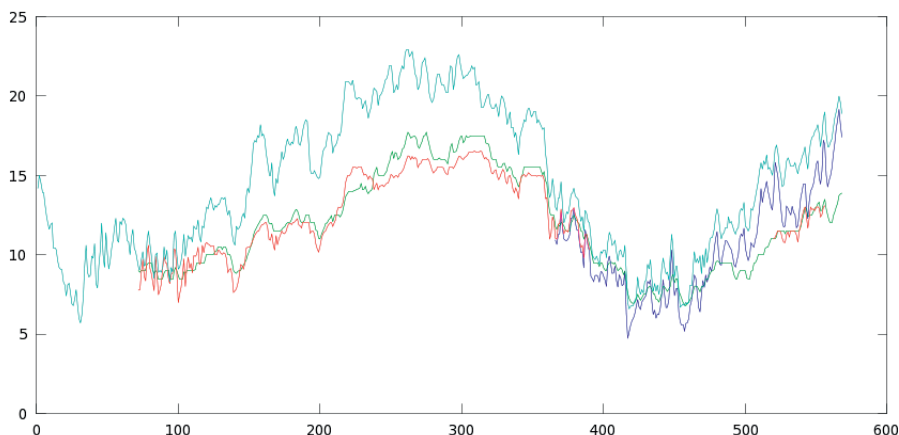


Figura 6.19: Gráficas de T_{gdm} (estación de Areas, Tui) en cian, $T_{cdm}[PAL]$ en azul, $T_{cdm}[TL]$ en verde, y $T_{cdm}[PIG]$ en rojo. Las abscisas indican el número de día de la muestra en estudio.

Analizamos las series temporales disponibles para cada sensor (figura 6.19) con el objeto de determinar la difusividad efectiva que permita modelar la temperatura según la solución analítica de la ecuación de conducción del calor en una dimensión, con difusividad constante, en un medio semi-infinito. Existen diversos métodos para resolver la ecuación diferencial (6.2) (PASSERAT DE SILANS et al, 1996):

a) Método armónico (Harmonic method HM):

La temperatura superficial $T(0,t)$ se describe mediante la serie de Fourier:

$$T(0,t) = T_m + \sum_{i=1}^m A_i \sin(i \cdot \omega t + \phi_i) \quad (6.3)$$

dónde T_m es la temperatura media, A_i y ϕ_i la amplitud y desfase del i -ésimo armónico respectivamente, y $\omega = 2 \cdot \pi / P$ es la frecuencia fundamental siendo P el período del armónico principal. En nuestro caso $P = 24 \text{ h} = 1 \text{ día}$.

CARSLAW & JAEGER (1959) proponen la solución siguiente (CHAPMAN, 1965) para una señal térmica superficial periódica estable, y para un medio semi-infinito con las condiciones de contorno dadas por la ecuación 6.3 para $T(0,t)$ y asumiendo $T(\infty,t) = T_m$:

$$T(x,t) = T_m + \sum_{i=1}^m A_i \exp(-x/d_i) \cdot \sin(i \cdot \omega t + \phi_i - x/d_i) \quad (6.4)$$

dónde $d_i = (2 \cdot \alpha / i \cdot \omega)^{1/2}$.

Esta solución analítica no requiere conocer el perfil inicial de temperatura dado que la asunción de la periodicidad estable implica que la distribución inicial no tiene influencia en la evolución de la temperatura. Destacar que la temperatura media será idéntica en todas las profundidades.

b) Método basado en la transformada de Laplace (Laplace Transformation based method, LTM):

La solución a la ecuación (6.2) con las condiciones de límite iniciales dadas por $T(x,0)=T_0$, $T(0,t)=\Phi(t)$ para $t>0$ (CARLSLAW & JAEGER, 1959), viene dada por:

$$T(x,t)=T_0 + x/(2(\pi \cdot \alpha)^{1/2}) \int_0^t \Phi(t) \cdot \exp(-x^2/(4 \cdot \alpha(t-\tau)))/(t-\tau)^{3/2} d\tau \quad (6.5)$$

c) Método corregido basado en la transformada de Laplace (Corrected Laplace Transformation based method, CLTM).

Se resuelve analíticamente la ecuación (6.2) por la superposición de las soluciones de los dos problemas siguientes:

1. Con una condición de cero en el límite superior y con un perfil térmico vertical inicial dado por una función de x : $T(0,t) = 0$ y $T(x,0)=F(x)$.
2. Con una condición de límite superior definida como una función del tiempo y una temperatura inicial cero homogénea en todo el perfil: $T(0,t)=\Phi(t)$ para $t>0$ y $T(z,0)=0$.

La solución analítica presentada por (PASSERAT DE SILANS et al., 1996):

$$T(x,t)=T_0(x,t) + x/(2(\pi \cdot K \cdot t)^{1/2}) \int_0^t \Phi(t) \cdot \exp(-x^2/(4 \cdot K \cdot (t-\tau)))/(t-\tau)^{3/2} d\tau \quad (6.6)$$

d) Método de Latteau para terrenos no homogéneos

Se resuelve la ecuación considerando que los parámetros que definen la ecuación de la temperatura son dependientes de la profundidad, y sus gradientes se determinan mediante un spline cúbico.

6.6.1. Método armónico (Harmonic method HM)

Partiendo de las series registradas efectuaremos la estimación de los mejores parámetros (α , $\{\phi_i\}$) que ajusten los datos registrados al modelo HM estimulado con T_{gdm} .

Se asumirá que la difusividad efectiva **no** va a ser la misma para todas las estaciones, por dos razones: La distribución de sensores no se localiza en la misma sección vertical; y la masa de bloques+huecos+fluidos superpuestos a cada uno de los paleoniveles o neoniveles puede ser diferente.

Sean las series temporales T_{gdm} , $T_{cdm}[PAL]$, $T_{cdm}[TL]$, $T_{cdm}[PIG]$, la series temporales de temperatura en la superficie (-0.1 m), y las series temporales de temperatura diaria media registradas en cada sensor. Para cada serie T , su valor medio viene definido por $\theta_m = (\max(T)+\min(T))/2$, y la serie puede expresarse como $T(t)=\theta(t) - \theta_m$, de dónde definimos:

$$\begin{aligned} \theta_{gdm} &= T_{gdm} - \theta_{mg} \\ \theta_{cdm}[PAL] &= T_{cdm}[PAL] - \theta_{mPAL} \\ \theta_{cdm}[TL] &= T_{cdm}[TL] - \theta_{mTL} \\ \theta_{cdm}[PIG] &= T_{cdm}[PIG] - \theta_{mPIG} \end{aligned} \quad (6.7)$$

Estas series se representan en la figura 6.20.

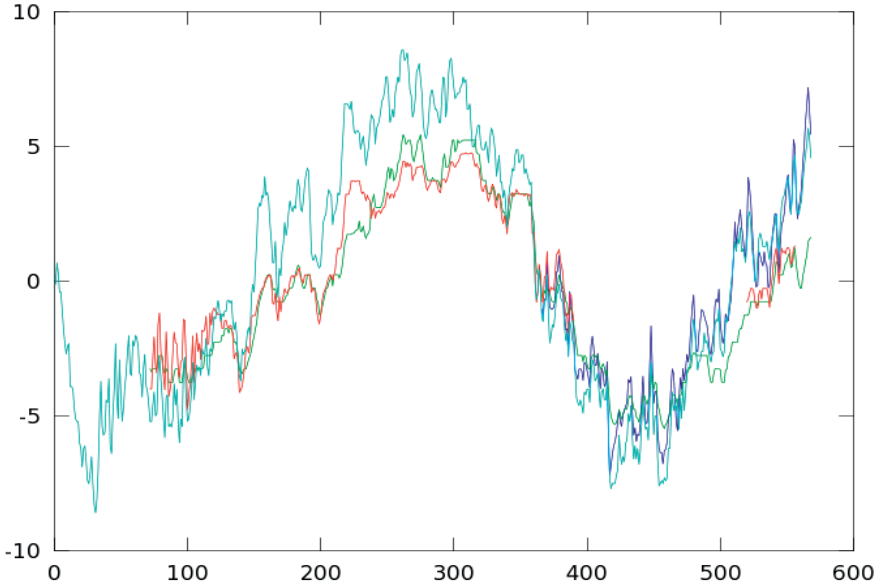


Figura 6.20: Gráficas de θ_{gdm} (estación de Areas, Tui) en cian, $\theta_{cdm}[PAL]$ en azul, $\theta_{cdm}[TL]$ en verde, y $\theta_{cdm}[PIG]$ en rojo.

Sea x la profundidad o distancia entre la superficie y el punto de registro, medida en la vertical sobre el sensor. La variación de la temperatura a esa profundidad cuando la superficie está sometida a una variación senoidal de amplitud θ_o y frecuencia $2 \cdot \pi \cdot n$ viene dada por (CHAPMAN; 1965:146):

$$\Theta = \theta_o \exp(-x \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_x^{-1})^{1/2}) \cdot \exp(2 \cdot \pi \cdot n \cdot t - x \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_x^{-1})^{1/2}) \quad (6.8)$$

Por otro lado, θ_{gdm} puede expresarse mediante la transformada de Fourier como:

$$\theta_{gdm} = \sum_{k=1} C_k \cdot \exp(-iz_k \cdot t) \quad (6.9)$$

Siendo C_k los módulos y z_k las fases de los coeficientes que definen las componentes armónicas.

Así conocidas las profundidades p_{PAL} , p_{TL} y p_{PIG} si la colección de parámetros $\{\varphi_k, \alpha_{PAL}, \alpha_{TL}, \alpha_{PIG}\}$ denotan la fase inicial, y las difusividades efectivas en cada zona:

$$\begin{aligned} \theta_{fdm}[PAL] &= \sum_{k=1} C_k \cdot \exp(-p_{PAL} \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_{PAL}^{-1})^{1/2}) \cdot \exp(-iz_k \cdot t - p_{PAL} \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_{PAL}^{-1})^{1/2} + \varphi_k) \\ \theta_{fdm}[TL] &= \sum_{k=1} C_k \cdot \exp(-p_{TL} \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_{TL}^{-1})^{1/2}) \cdot \exp(-iz_k \cdot t - p_{TL} \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_{TL}^{-1})^{1/2} + \varphi_k) \\ \theta_{fdm}[PIG] &= \sum_{k=1} C_k \cdot \exp(-p_{PIG} \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_{PIG}^{-1})^{1/2}) \cdot \exp(-iz_k \cdot t - p_{PIG} \cdot (\pi \cdot \omega \cdot \alpha_{PIG}^{-1})^{1/2} + \varphi_k) \end{aligned} \quad (6.10)$$

Nuestro objetivo es determinar la colección de parámetros que cumple:

$$\{\varphi_k, \alpha_{PAL}, \alpha_{TL}, \alpha_{PIG}\} / \min \|\theta_{cdm}[p_x] - \theta_{fdm}[p_x]\| \quad \forall p_x \in \{PAL, TL, PIG\} \quad (6.11)$$

El problema de minimización multiparámetro dado en 6.11 puede resolverse por diversos métodos heurísticos y metaheurísticos. Se ha decidido resolverlo mediante algoritmos genéticos (GA's) en el dominio tiempo. Si definimos las funciones de error de estimación:

$$\begin{aligned} E_{PAL} &= \|\theta_{cdm}[PAL] - \theta_{idm}[PAL](\varepsilon, \alpha_{PAL})\| \\ E_{TL} &= \|\theta_{cdm}[PAL] - \theta_{idm}[PAL](\varepsilon, \alpha_{TL})\| \\ E_{PIG} &= \|\theta_{cdm}[PAL] - \theta_{idm}[PAL](\varepsilon, \alpha_{PIG})\| \end{aligned} \quad (6.12)$$

dónde $\|\cdot\|$ es la norma 1, 2 o ∞ , nuestro problema consiste en determinar las difusividades efectivas en cada zona, con la restricción de fase armónica inicial común a todas las series.

Para resolver el problema de optimización definiremos una “medida del error global” de la solución por agregación ponderada de la medida del error de estimación de cada una de las series. En principio, aunque todas las funciones E tienen como unidad $^{\circ}\text{C}$, sus valores son puntuaciones directas referidas a características diferentes (muestras de diferentes longitudes, muestras rotas) y por tanto podrían no ser comparables entre si. Para resolver este problema, podemos transformar las puntuaciones directas en puntuaciones típicas. Las puntuaciones típicas de dos características diferentes son siempre comparables al ser números abstractos o adimensionales, puesto que no están referidos a ninguna unidad de medida (AMON,1997:139). Redefinimos así las funciones de error de estimación:

$$\begin{aligned} sE_{PAL} &= E_{PAL} / \sigma(E_{PAL}) \\ sE_{TL} &= E_{TL} / \sigma(E_{TL}) \\ sE_{PIG} &= E_{PIG} / \sigma(E_{PIG}) \end{aligned} \quad (6.13)$$

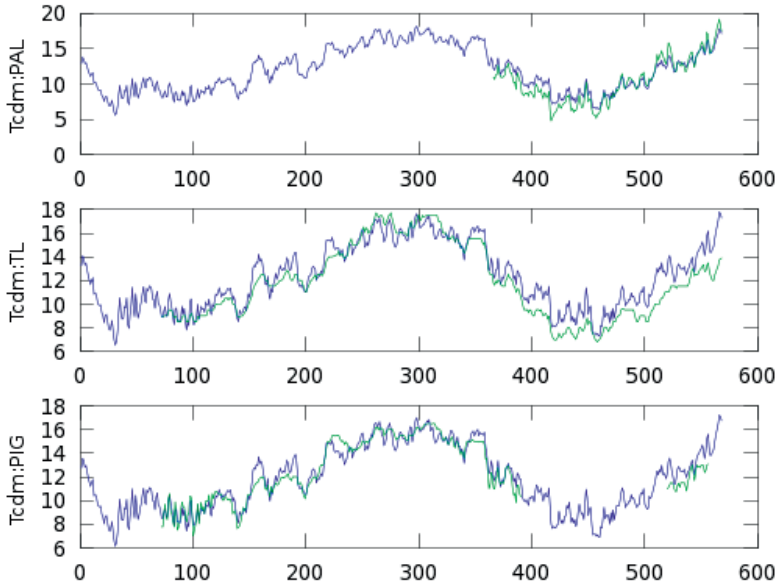


Figura 6.21: En verde fragmentos de las series registradas en A Trapa. En azul, las series resultantes tras la estimación de $\{\epsilon, \alpha_{PAL}, \alpha_{TL}, \alpha_{PIG}\}$ con un SGA en 3000 generaciones con $pcross=0.7$ y $pmute=0.0015$. La fase inicial resultante es de 0,14289 rad. Las difusividades efectivas para PAL, TL y PIG resultan 26.875, 32.920 y 46.570 respectivamente. La abscisa de estas gráficas se corresponde con el número de día relativo de la serie registrada

Y definimos entonces la función de error global cuadrático medio ponderado:

$$gerror = [(N_{PAL} \cdot \sum_{k=1}^{N_{PAL}} (sE_{PAL}(k))^2 + N_{TL} \cdot \sum_{k=1}^{N_{TL}} (sE_{TL}(k))^2 + N_{PIG} \cdot \sum_{k=1}^{N_{PIG}} (sE_{PIG}(k))^2) / (N_{PAL} + N_{TL} + N_{PIG})]^{1/2} \quad (6.14)$$

Dónde N_{PAL} , N_{TL} y N_{PIG} son el número de elementos que constituyen cada una de las series temporales (discretas) evaluadas.

La minimización de esta función de error se realizará mediante algoritmos genéticos. Este tipo de algoritmos están especializados en la resolución de problemas de maximización, por lo que para poder aplicarlos a nuestro problema de minimización, definimos la adecuación (fitness) como:

$$fitness = (eps + gerror)^{-1} \quad (6.15)$$

dónde eps es el valor de precisión relativa en coma flotante de la máquina de cálculo. Con esta definición reescribimos nuestro de optimización 6.11 como:

$$\{\epsilon, \alpha_{PAL}, \alpha_{TL}, \alpha_{PIG}\} / \min ||gerror|| = \max ||fitness|| \quad (6.16)$$

La figura 6.21. muestra el resultado óptimo, resolución del problema anterior. Puede apreciarse como existe una divergencia en la variación de la temperatura en TL a partir del día $k=350$. En el tramo aislado de la serie PIG también parece presentarse esa divergencia. Conviene señalar que la serie PAL se inicia en el tiempo discreto $k=366$.

Si dividimos la serie E_{TL} en los dos subdominios $t_1=[72, 350]$ y $t_2=(350, 568]$ podemos observar que la distribución del error en cada subdominio es diferente (ver tabla 6.7), lo que parece indicar que la respuesta obtenida mediante HM muestra que el modelo solamente representa a nuestro sistema de forma local. Se ha efectuado un backtest del modelo con series extendidas más allá del dominio del entrenamiento y el error tiende a aumentar progresivamente en el tiempo.

E_{TL}	$t_1=[72,350]$	$t_2=(350,568]$
mean(E_{TL})	0,6228	1,1911
std(E_{TL})	0,4742	0,1429

Tabla 6.7: Comparativo de las distribuciones de error en los dos subdominios definidos.

6.6.2. Método basado en la transformada de Laplace (LTM)

Para determinar la estimación de la temperatura $T_{fdm}(x,t)$ en $x=TL$ Usaremos la ecuación 6.2 con las condiciones de contorno siguientes: $T(0,t) = \Phi(t) = T_{gdm}(t)$, $T(x,0) = T_0$. Fijamos $x = -5,6477$ m, profundidad correspondiente con el nivel $T_{cdm}[TL]$, y buscamos la difusividad efectiva α que minimice $MSE(T_{fdm}(TL, t) - T_{cdm}[TL](t))$, esto es:

$$\min \{ \alpha \} \text{MSE}(Z_{cdm}[TL](t) - x/(2(\pi \cdot \alpha)^{1/2}) \int_0^t \Phi(\tau) \cdot \exp(-x^2/(4 \cdot \alpha(t-\tau)))/(t-\tau)^{3/2} d\tau \quad (6.17)$$

La resolución del problema de optimización se hace mediante un GA uniparamétrico, y la integración se resuelve en su forma discreta. La figura 6.22 muestra el resultado obtenido para la difusividad efectiva óptima.

El modelo LTM muestra una respuesta subatenuada para cualquier serie de backtest.

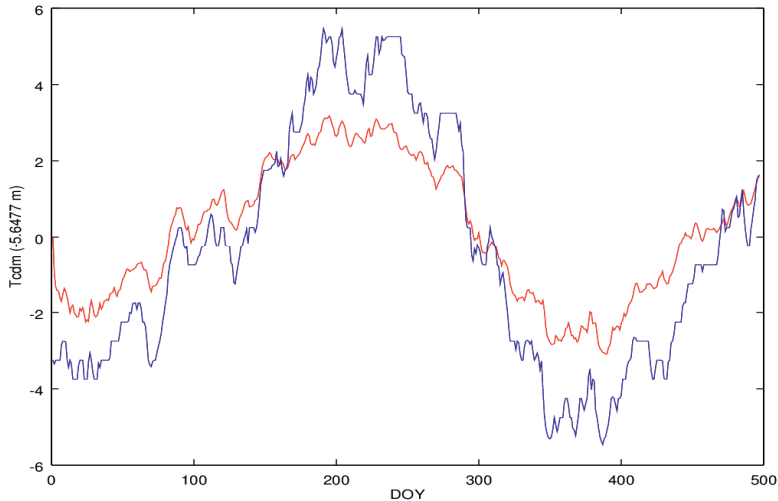


Figura 6.22: En azul $T_{cdm}[TL]$. En rojo la temperatura estimada mediante LTM usando los parámetros óptimos obtenidos: $\alpha=68.472$.

6.7. Las cavidades en granitos como sistemas dinámicos no lineales

Los malos resultados obtenidos en los apartados 6.6.1 y 6.6.2 pueden ser debidos a distintas causas: Por un lado las condiciones de contorno de partida de los modelos HM y LTM podrían no ser adecuadas; y por otro lado se han aplicado los métodos HM y LTM asumiendo que la cavidad ensayada es un sistema lineal y que por tanto aplica el principio de superposición: Esto es, la respuesta de un sistema lineal a la suma de varios estímulos sería la suma de la respuesta a cada uno de los estímulos por separado. Así, los dos modelos ensayados parten de una descomposición armónica de la serie excitadora (T_{gdm}), obtienen la respuesta parcial a cada componente armónica del estímulo y se recompone la respuesta global como suma de las respuestas parciales.

La respuesta obtenida en apartados anteriores solamente presenta respuesta lineal a nivel local, lo que implicaría que estos sistemas son no lineales, y por tanto los métodos usados no son válidos.

Las diferencias descritas entre sistemas kársticos s.s. y los sistemas formados por la acumulación de bloques en granitos conlleva el enfocar el trabajo de investigación con una perspectiva diferente a la planteada en la bibliografía citada (modelos de difusividad): Se tratarán así las cavidades en granitos como sistemas dinámicos no lineales aplicando técnicas de identificación de sistemas. Estas técnicas de identificación de sistemas se centran en la obtención de modelos matemáticos para sistemas dinámicos, partiendo de los datos observados en el sistema (LJUNG, 1992). Se trata por tanto de determinar un modelo de caja negra o un modelo gris (a black or grey model) para un sistema dinámico a partir de los valores de entrada-salida observados (datos experimentales).

Se usará el modelo tipo IV según la ecuación 6.18, por cuanto la asunción de relaciones no lineales entre los datos de entrada y salida proporciona una mayor flexibilidad para describir un sistema.

$$x(k+1) = f(u(k), \dots, u(k-p+1); x(k), \dots, x(k+q+1)) \quad (6.18)$$

dónde $x(k)$ es el vector estado del sistema en el instante k -ésimo, f es la función de transferencia del sistema, $u(k)$ es el vector de estímulo en el instante k -ésimo, p y q son dos valores enteros que representan la profundidad de memoria del sistema con respecto a los estímulos y los estados precedentes.

Consideremos entonces una cavidad (sistema) en el que tenemos N estaciones de medida. Para cada estación i en $\{1 \dots N\}$ situada a una profundidad x_i , existe un vector microclimático $T_i(t) = T(x_i, t)$ que representa el estado de nuestro sistema en (x_i, t) . Por tanto escribimos la ecuación 6.18 como:

$$T(x_i, k+1) = f(u(k), \dots, u(k-p+1); T(x_i, k), \dots, T(x_i, k+q+1)) \quad (6.19)$$

dónde para $u(k)$ podemos tomar bien $u(k) = T_{gdm}(k) = T(x_i = -0.1, k)$, o bien $u(k) = T_{adm}(k)$. Este tipo de modelo requiere concretar los valores x_i . Y por tanto dependemos del error de estimación de las profundidades en las que se emplazan los registradores.

Puede obviarse x_i si consideramos que existe un sistema recursivo de la forma:

$$T_i(k+1) = f_i(T_{i-1}(k), \dots, T_{i-1}(k-p+1); T_i(k), \dots, T_i(k+q+1)) \quad (6.20)$$

dónde tomamos como $T_1(t) = T_{adm}(t)$ o $T_1(t) = T_{gdm}(t)$. En este tipo de modelo el estímulo de un nivel es la respuesta del nivel precedente. Y el modelo está formado por N submodelos en cascada.

Las ecuaciones 6.19 y 6.20 son también válidas si consideramos que T es multidimensional, esto es, si por ejemplo definimos $T(t) = [T_{cdm}(t) \ T_{ddm}(t)]$ integrando en el

mismo estado las temperaturas del aire y temperatura de saturación. En este caso se requeriría en 6.19 que $u(t)=[T_{adm}(t) T_{ddm}(t)]$ y que en 6.20, $T_1(t)=[T_{adm}(t) T_{ddm}(t)]$.

Otra opción es considerar que nuestro estado $T(t) = \{T_i(k), i=1....N\}$ es un vector N dimensional. Entonces podemos considerar el modelo:

$$T(k+1)=f(u(k).....u(k-p+1); T(k)...T(k+q+1)) \quad (6.21)$$

La identificación de la dinámica de las cavidades objeto de estudio se resolverá mediante el uso de redes neuronales artificiales. El uso de estas redes requiere el escalado de las series de entrada-salida a los rangos admitidos por la función de transferencia de la neurona elegida. En esta tesis se usa la función tangente sigmoideal (tansig) en $[-1, +1]$.

6.7.1. Sistema de A Cunchosa

6.7.1.1. Modelo dependiente de la profundidad

Se resuelve la identificación para el modelo 6.19. Se considera que la cavidad es un sistema con dos niveles dependientes de $T_{adm}(t)$: Nivel de superficie, $x=-0.1m$, representado por $T_{gdm}(t)$; nivel PAL dónde se emplaza el termoregistrador, y para el que se ha asumido en base a las poligonales topográficas, un vapor de $x_i=-3.6 m$.

La identificación se resuelve mediante redes neuronales artificiales, optando por una topología MLP (perceptrón multicapa) con una sola capa oculta, con función de transferencia tansig. Este tipo de perceptrón requiere escalado de señal en $[-1,+1]$. Se aplican los siguientes escalados: Profundidades $[0 m, 6 m] \rightarrow [-1, +1]$; temperaturas $[0 ^\circ C, +50 ^\circ C] \rightarrow [-1, +1]$.

Denotamos por Z_{adm} , Z_{gdm} , Z_{cdm} , Z_{fdm} las temperaturas escaladas correspondientes a T_{adm} , T_{gdm} , T_{cdm} y T_{fdm} respectivamente, siendo T_{fdm} el estado del sistema (temperatura estimada o pronosticada por el MLP). Denotamos por p_x la profundidad escalada x . Como modelo dependiente de la profundidad, se pretende construir una única red que produzca la respuesta térmica adecuada para cada valor de x .

$$\text{Output}(x,t) = \text{MLP}(\text{Input}(x,t)) \quad (6.22)$$

Dónde el vector Input admite diversas configuraciones para sintetizar el estado y el estímulo con sus correspondientes profundidades de memoria. Se han ensayado sistemas con una profundidad de memoria para el estímulo de hasta 2, y una profundidad de memoria para el estado igual a 1:

$$\text{Input} = [Z_{adm}(t), p_x, Z_{fdm}(t-1)] \quad (6.23)$$

$$\text{Input} = [Z_{adm}(t), Z_{adm}(t-1), Z_{adm}(t-2), p_x, Z_{fdm}(t-1), Z_{fdm}(t-2)]$$

Estos vectores de entrada se corresponden con dimensiones de la capa de entrada de 3 a 6. Para la primera capa (hidden layer 1) se han ensayado dimensiones de 3 a 4 neuronas, para la segunda capa (hidden layer 2) dimensiones entre 0 y 3 neuronas. La capa de salida (output layer) está determinada por la propia dimensión del vector estado a pronosticar, luego en este caso está formada por una única neurona.

$$\text{Output} = [Z_{fdm}(t)] \quad (6.24)$$

El entrenamiento de la red se efectúa con las siguientes condiciones de contorno:

$$\begin{aligned} \text{Para } x=-0.1m, T_{fdm} \rightarrow T_{gdm}, \text{ esto es, } \|T_{fdm}-T_{gdm}\| < e_{\min} \\ \text{para } x=-3.6m, T_{fdm} \rightarrow T_{cdm}[PAL], \text{ esto es, } \|T_{fdm}-T_{cdm}\| < e_{\min} \end{aligned} \quad (6.25)$$

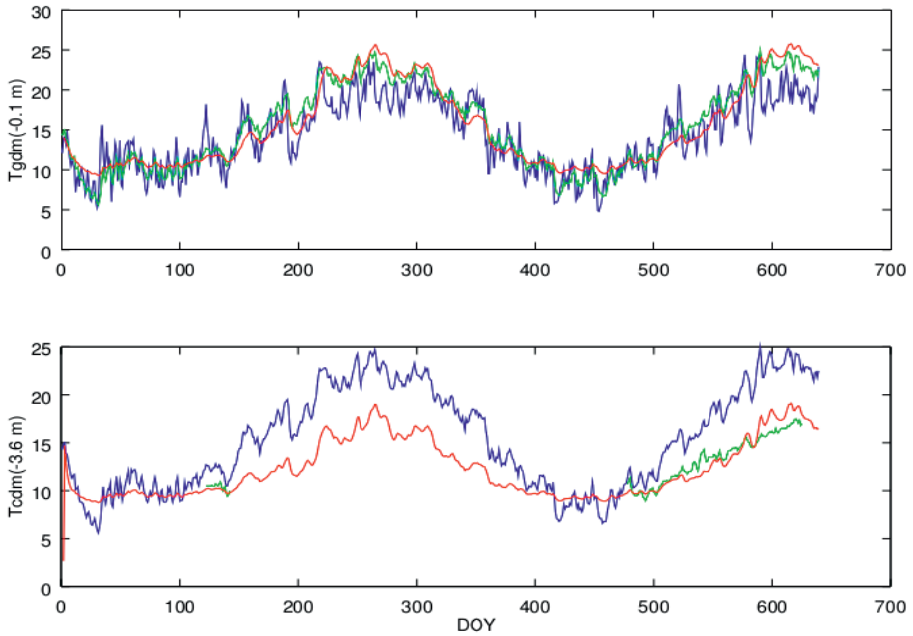


Figura 6.23: Respuesta obtenida con la identificación $MLP(x,t)$ de *A Cunchosa*. Arriba: $Tadm$ (azul), $Tgdm$ (verde) y $Tfadm(x=-0,1)$ (que debe converger a $Tgdm$) (rojo). Abajo $Tgdm$ (azul), $Tcdm$ (verde) y $Tfadm(x=-3,6 m)$ en rojo.

Dónde e_{min} es el error máximo deseado y $||$ denota una norma cualquiera. En nuestro caso se ha usado una norma 2. La figura 6.23 muestra los resultados obtenidos para el modelo dinámico (6.26) entrenado mediante un SGA con codificación de 16 bits, durante 1500 generaciones .

$$[Zfdm(t)]=MLP([Zadm(t), Zadm(t-1), Zadm(t-2), px, Zfdm(t-1), Zfdm(t-2)]) \quad (6.26)$$

6.7.1.2. Modelo no dependiente de la profundidad

Se resuelve la identificación para el modelo definido por la ecuación 6.20. Se consideran dos submodelos en cascada, uno para identificar la dinámica $Tadm \rightarrow Tgdm$ y otro para la dinámica $Tgdm \rightarrow Tcdm$. Se han usado ANNs tipo FGNN (Focused Gamma Neural Network) con ganancia variable, ensayado diversas configuraciones, ajustando la profundidad de memoria q para el estado y p para el estímulo, así como el número de neuronas por capa. La optimización de parámetros se ha resuelto mediante un algoritmo GESA para el entrenamiento de redes con topología FGNN. El resultado se muestra en la figura 6.24.

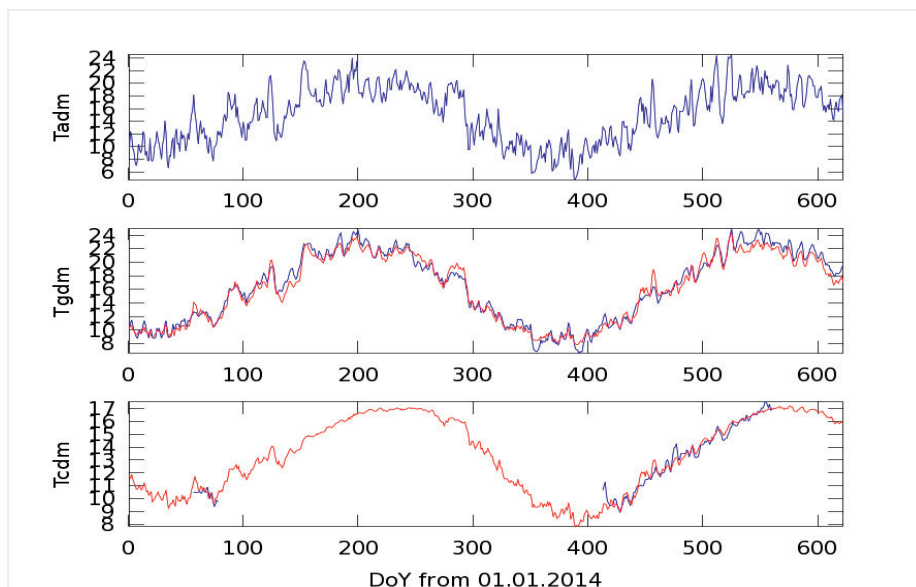


Figura 6.24: Identificación de *A Cunchosa* con un modelo recursivo implementado mediante FGNN. Arriba: *Tadm* (azul). Centro *Tgdm* (azul) y *Tgdm* estimada (rojo). Abajo *Tcdm* (azul) y *Tcdm* estimado (rojo).

6.7.2. Sistema de A Trapa

El sistema de A Trapa es mucho más complejo que el de A Cunchosa. Como se indicó en el apartado 6.2 presenta varios niveles y paleoniveles superpuestos y para los que se va a asumir que su dinámica es dependiente. La identificación de A Trapa se plantea en varias fases:

1. Modelos tipo IV, dependientes de la profundidad, según ecuación 6.19:
 1. Modelos correlacionando la temperatura superficial diaria media (o temperatura ambiental exterior diaria media) con los paleoniveles PAL, TL y PIG dependientes de su profundidad con respecto a la superficie (X). Se usan redes MLP simples (bajo número de neuronas) y pre-suavizado de los datos mediante filtros de Savitzky-Golay.
 2. Modelos sin suavizado previo, correlacionando la temperatura superficial diaria media (o temperatura ambiental exterior diaria media) con los paleoniveles PAL, TL y PIG dependientes de su profundidad con respecto a la superficie (X).
 3. Correcciones de mejora de los modelos del apartado anterior, incorporando como estímulo complementario a la intensidad pluviométrica diaria media.
2. Modelos tipo IV, no dependientes de la profundidad, según ecuación 6.20.
3. Modelos tipo IV, de estado multidimensional, según ecuación 6.21.

Para determinar cuál es la topología y configuración óptima se comparan los identificadores obtenidos, testeándolos mediante una secuencia de datos de tamaño fijo, extraída de los registros disponibles. La adecuación de una configuración queda determinada por su error cuadrático medio final y por la distribución del error por paleonivel, con preferencia de distribuciones asimétricas positivas o distribuciones tipo J con moda próxima a cero.

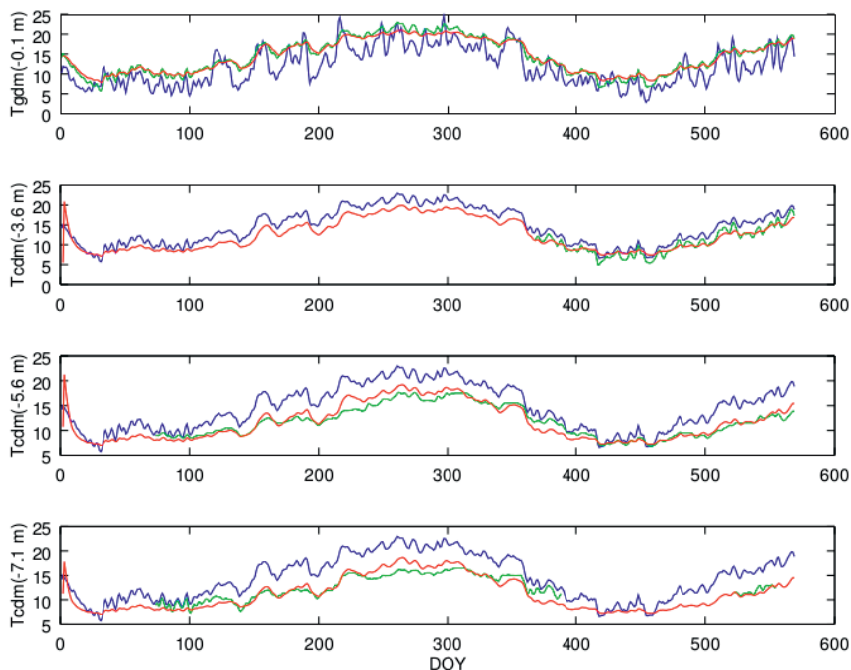


Figura 6.25: Identificación de *A Trapa* realizada mediante una MLP de una capa oculta. Los datos se han pre-suavizado con un filtro de Savitzky-Golay. El algoritmo de aprendizaje efectúa también la identificación de la serie *Tgdm* como nivel de profundidad -0,1 m. En azul *Tadm* (arriba), y *Tgdm* en los tres niveles de cueva. En rojo serie pronosticada para el nivel. En verde series de datos registradas por nivel.

6.7.2.1. Modelo Tgdm-Tcdm dependiente de la profundidad con suavizado de datos

Siguiendo el ensayo realizado para A Cunchosa, se usa una MLP de una sola capa oculta, con 3 entradas: Temperatura superficial: $Tgdm(k)$; Temperatura subterránea en el instante $k-1$ y profundidad x , $Tcdm(k-1,x)$; profundidad: x . El suavizado de datos se implementa mediante el paquete Signal 1.3.2. (2015-05-25) – Signal Processing Tools for Octave – módulos `sgolayfilt`/`sgolay` de KIENZLE (2001) & DUPUIS (2004). Se hace uso de un filtro de orden 3 y longitud 5. El entrenamiento de la red se efectúa mediante el algoritmo SGA de 16 bits. Los resultados se muestran en la figura 6.25.

6.7.2.2. Modelo Tadm-Tcdm dependiente de la profundidad sin suavizado de datos

La supresión del filtro en cascada conlleva que la red deba procesar señales con componentes de alta frecuencia. Se usa una MLP de dos capas ocultas, con 5 entradas:

- Temperatura superficial: $Tgdm(k)$
- Temperatura subterránea en el instante $k-1$ y profundidad x , $Tcdm(k-1,x)$.
- Profundidad: x
- Temperatura superficial en el instante $k-1$: $Tgdm(k-1)$.
- Temperatura subterránea en el instante $k-2$ y profundidad x , $Tcdm(k-2,x)$.

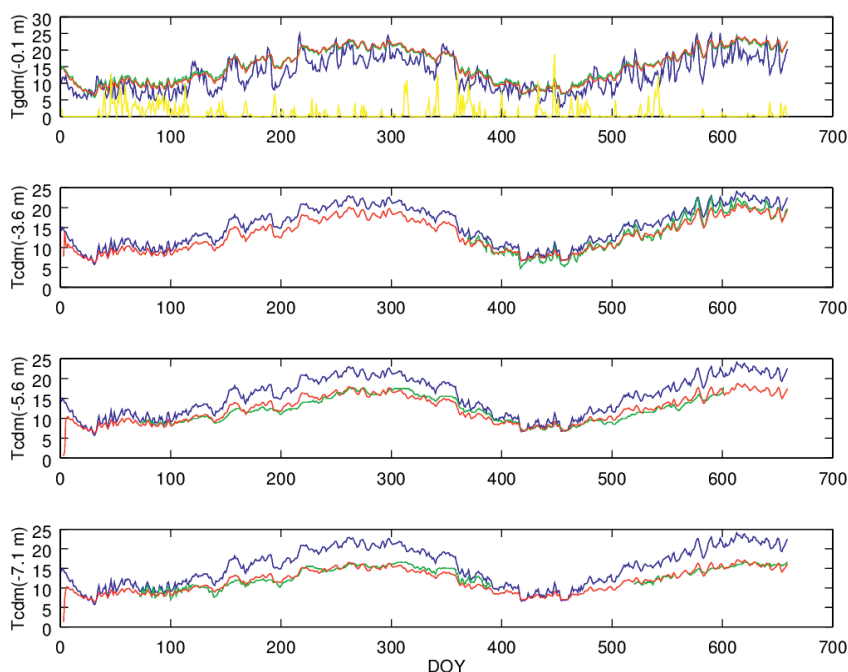


Figura 6.26: Identificación realizada mediante una MLP de dos capas ocultas. Los datos no llevan pre-suavizado. El algoritmo de aprendizaje efectúa también la identificación de la serie $Tgdm$ como nivel de profundidad -0.1 m. El MSE final es de 0.66840. Los MSE para las profundidades -0.1, -3.6, -5.6 y -7.1 m son respectivamente 0.23554, 0.83029, 0.94450 y 0.78057. En la gráfica del nivel de superficie se ha superpuesto, escalado, en amarillo, la intensidad pluviométrica diaria media.

Y salida $Tcdm(k,x)$, temperatura subterránea en el instante k y profundidad x .

El entrenamiento de la red se efectúa mediante el algoritmo SGA de 16 bits. Se han ensayado diversas configuraciones de la MLP y distintas formulaciones en la agregación de las funciones de error por nivel de cueva con el objeto de optimizar el modelo final: Ponderación de los MSE por paleonivel en función del número de muestras disponibles; inclusión o exclusión del nivel $x=-0,1$ m del modelo; ...

La inclusión de $Tgdm$ en la identificación tiene la ventaja de acelerar la convergencia, porque de alguna forma actúa de “semilla de la solución” induciendo la continuidad y forma de las series rotas en los niveles subyacentes. Al incluir $Tgdm$, la topología más óptimas ha resultado ser una MLP con 4 neuronas en la primera capa oculta y 2 neuronas en la segunda capa oculta. La red tiene un total de 43 parámetros. El resultado se muestra en la figura 6.26.

Si suprimimos $Tgdm$ como semilla de la solución, existen problemas de convergencia derivados de la rotura en la serie PAL. Se han ensayado modelos centrados solamente en TL y PIG, descartando identificar el nivel PAL, buscando así mejorar la dinámica del modelo en el intervalo [300,400] DOY. Las figuras 6.27.a y 6.27.b muestran la identificación efectuada con modelos $5 \times 4 \times 2 \times 1$ y $6 \times 4 \times 2 \times 1$ neuronas respectivamente. La sexta entrada se corresponde con la temperatura subterránea en el instante $k-3$ y profundidad x , $Tcdm(k-3,x)$, aumentando así la profundidad de memoria de estado.

Modelo	F. Error	MSE	MSE(TL)	MSE(PIG)	Generaciones
6x4x2x1	Ponderado	0.57116	0.49386	0.67865	500
5x4x2x1	Ponderado	0.73105	0.73631	0.72373	500

Tabla 6.8: Error medio cuadrático ponderado y errores medios cuadráticos por estación en cada una de las soluciones seleccionadas.

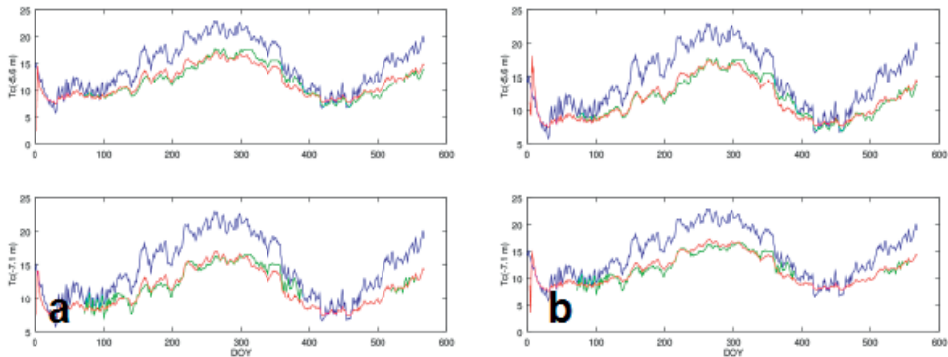


Figura 6.27: Identificación de los paleoniveles TL y PIG realizada mediante una MLP de dos capas ocultas. Los datos no llevan pre-suavizado. (a) modelo 5x4x2x1, MSE(500) = 0.73105. (b) modelo 6x4x2x1, MSE(500)=0.57116. En azul la serie *Tgdm* (-0.1 m). En verde las series *Tcdm* registradas. En rojo las series pronosticadas por el MLP para cada uno de los niveles.

6.7.2.3. Correcciones al modelo dependiente de la profundidad sin suavizado de datos

Se pretende mejorar el modelo global del apartado 6.7.2.2, minimizando las desviaciones (subatenuaciones o sobreatenuaciones) observadas en periodos con concentración de lluvias. Uno de los tramos de referencia se corresponde al intervalo [300,400] DOY. Se incluye la serie *Ip* a pesar de que el ensayo XWT/CWT no concluía una relación causa-efecto. Se usará una MLP de dos capas oculta, con 7 entradas:

- Temperatura superficial: $Tgdm(k)$
- Temperatura subterránea en el instante $k-1$ y profundidad x , $Tcdm(k-1,x)$.
- Profundidad: x
- Temperatura superficial en el instante $k-1$: $Tgdm(k-1)$
- Temperatura subterránea en el instante $k-2$ y profundidad x , $Tcdm(k-2,x)$.
- Intensidad pluviométrica en el instante k , $Ip(k)$.
- Intensidad pluviométrica en el instante k , $Ip(k-1)$.

Y salida $Tcdm(k,x)$, temperatura subterránea en el instante k y profundidad x .

El entrenamiento de la red se efectúa mediante el algoritmo SGA de 16 bits. Si usamos *Tgdm* como semilla en la solución, las topología más óptimas ha resultado ser una MLP con 5 neuronas en la primera capa oculta y 3 neuronas en la segunda capa oculta. La red tiene un total de 62 parámetros. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 6.28. La distribución del MSE por paleonivel y la MSE ponderada son peores que los obtenidos con un modelo más simple.

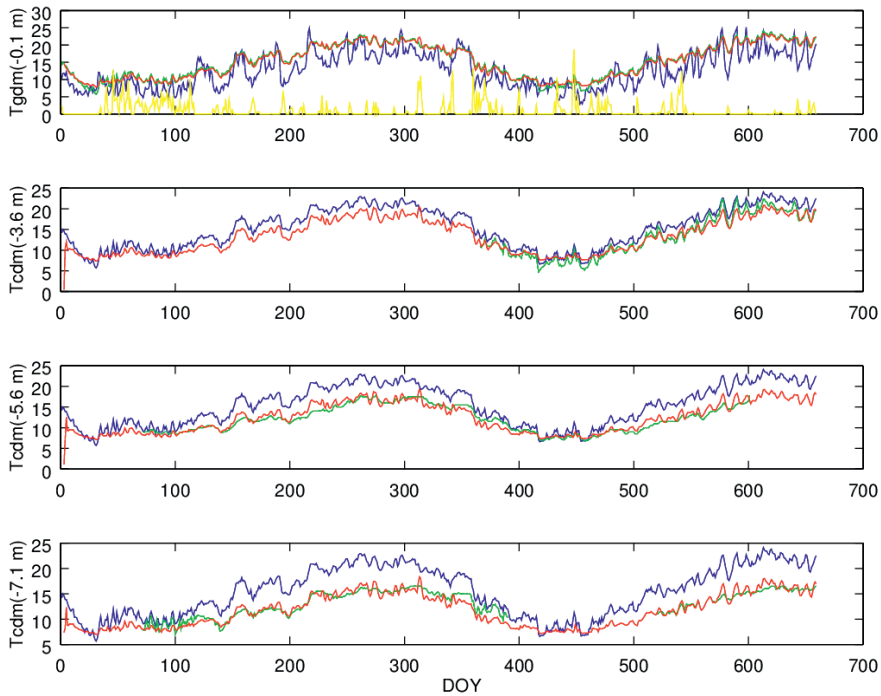


Figura 6.28: Identificación realizada mediante una MLP de dos capas oculta. Los datos no llevan pre-suavizado. El algoritmo de aprendizaje efectúa también la identificación de la serie *Tgdm* como nivel de profundidad -0,1 m. El MSE final es de 0,77415. Los MSE para las profundidades -0,1, -3,6, -5,6 y -7,1 m son respectivamente 0,26827, 1,19438, 0,98380 y 0,91136. En la gráfica del nivel de superficie se ha superpuesto, escalado, en amarillo, la intensidad pluviométrica diaria media.

6.7.2.4. Backtest

Para validar el modelo dinámico se efectúa un test comparando la predicción del modelo con una muestra de registros localizada fuera del rango temporal de entrenamiento. Ensayamos así el identificador MLP 6x4x2x1 obtenido en 6.7.2.2 para TL y PIG. El modelo se entrenó con la serie temporal registrada en cueva correspondiente al período Dec2013-May2015 (DOY 1-550). El backtest se realiza sobre la serie Dec2013-Ago2015. El resultado se muestra en la figura 6.29.

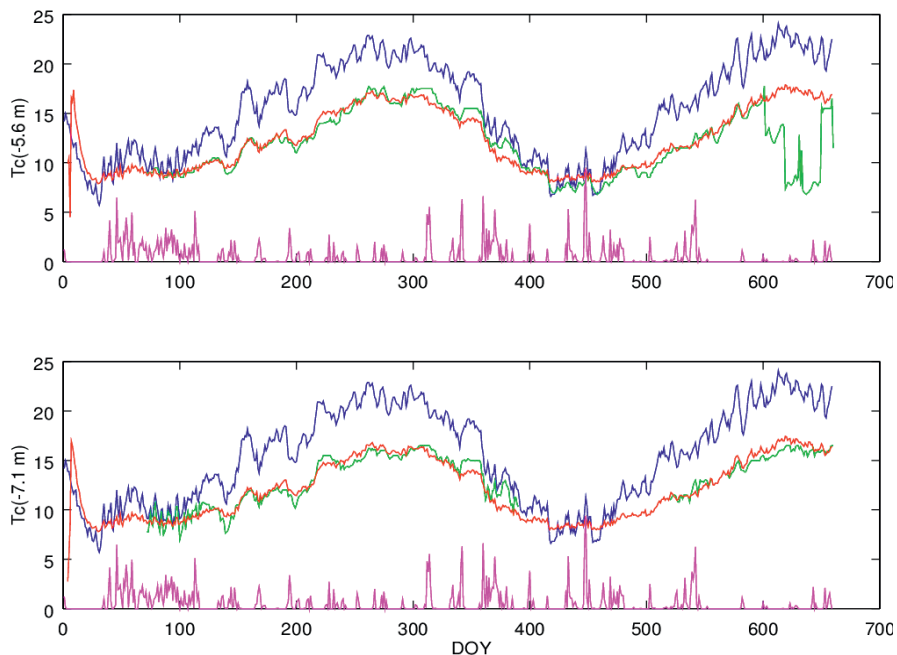


Figura 6.29: *Backtest* del modelo 6x4x2x1. Serie de entrenamiento DOY(1:550). Serie de *backtest* DOY(1:675). Los datos no llevan pre-suavizado. El MSE final es de 0,49040. Los MSE para las profundidades -5.6 m y -7.1 m son respectivamente 0.46159 y 0.53045. En las gráficas: Histórico de *Tgdm* (azul); registros de los dataloggers *Tcdm* (verde); estimación *Tcdm* (rojo); intensidad pluviométrica diaria media (magenta). En todos los ensayos el cálculo del error se efectúa en el intervalo DOY(100:600) para descartar los transitorios de inicio. La desviación observada en *Tc*(-5.6 m) en Jul2015 se corresponde a un fallo en la batería de la unidad de registro. Se dispusieron dos loggers en paralelo en la zona para verificar la anomalía térmica. El MSE se ha calculado excluyendo el intervalo de fallo.

6.7.2.5. Modelo no dependiente de la profundidad

Para resolver la identificación de la dinámica térmica de acuerdo a la ecuación 6.20, se usan redes FGNN (Focused Gamma Neural Network) que son topologías TLFN (Time Lagged Feed-Forward Neural Network) con memorias gamma en su capa de entrada. Se han ensayado diversas configuraciones ajustando la profundidad de memoria para la dinámica (o estado) q y para el estímulo p , así como el número de neuronas por capa. Se ha utilizado el algoritmo GESA para el entrenamiento de los submodelos.

La tabla 6.10 resume los ensayos efectuados buscando la mejor configuración. En rojo se marcan los submodelos seleccionados para ensamblar el modelo recursivo de la cavidad. En la misma tabla se indican los resultados tanto en el intervalo temporal de entrenamiento como de test (*backtest*). La figura 6.30 muestra los resultados obtenidos.

		Topologia FGNN						Entrenamiento				Backtest			
		P	Q	L1	L2	OL	Parametros	DoY	STD	MSE	MAX	DoY	STD	MSE	MAX
Tadm	Tgdm	1	3	2	1	1	23	200-400	1,41000	1,57140		150-450			
		3	2	4	2	1	50	150-450	1,11780	1,18720	2,33340	1-450	1,17040	1,17410	2,33740
		6	5	5	3	1	103	150-450	1,28700	1,28590	2,60650	1-450	1,33050	1,41000	2,85630
		7	7	11	0	1	213	150-450	1,76250	1,94650		150-450			
Tgdm	TPAL	1	1	3	2	1	28	280-480	0,32088	1,64510	2,32350	1-497	0,59054	0,59830	1,24090
		3	2	5	3	1	67	280-480	0,61214	0,97638	1,24680	271-450			
		3	2	4	2	1	50	280-480	0,80445	1,32370	1,54080	1-497	0,95049	1,20850	2,42910
		1	1	3	2	1	28	150-450	1,28850	1,49940	1,14980	1-495	1,75770	2,53660	1,24550
TPAL	TTL	1	1	5	3	1	49	150-450	0,56758	0,61987	1,78950	1-495	0,63802	0,63872	1,79120
		3	5	3	2	1	52	200-400				150-450			
		2	1	3	2	1	32	150-450	0,60045	0,61581	1,08360	1-450	0,73066	0,88702	1,08360
		3	2	4	2	1	50	1-450	1,91780	2,06620	1,04400	1-450			
TTL	TPIG	1	1	3	2	1	28	1-300	1,06240	1,92490	4,91350	1-497	1,03860	1,80300	4,91350
		1	1	4	2	1	28	1-300	0,81329	0,81942	1,49380	1-497	0,78887	0,79572	1,82830
		1	1	5	3	1	49	1-300	0,75395	0,81181	1,74400	1-497	0,73367	0,80871	2,03700

Tabla 6.9: Resumen de ensayos efectuados para cada uno de los subsistemas. En rojo las soluciones adoptadas en base a al error y varianza tanto en la fase de entrenamiento como en la de test predictivo. Con el objeto de minimizar el error en el sistema formado por estos cuatro subsistemas en cascada, la serie de entrada ha sido la predicción generada por el subsistema precedente.

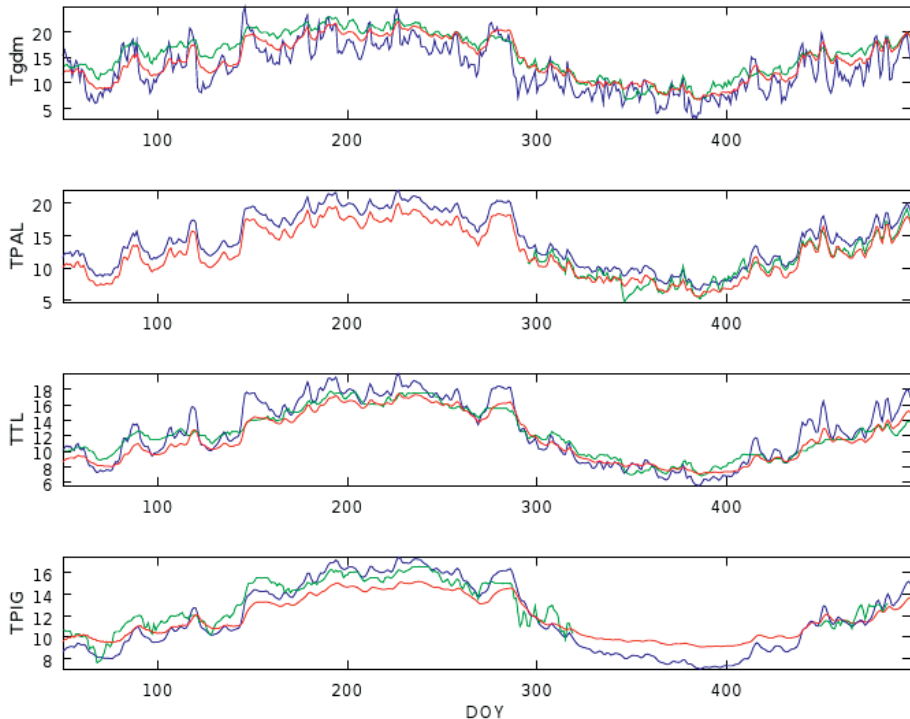


Figura 6.30: De arriba hacia abajo representación de los distintos submodelos en cascada: $Tadm \rightarrow Tgdm$, $Tgdm \rightarrow TPAL$, $TPAL \rightarrow TTL$, $TTL \rightarrow TPIG$. En cada nivel: Azul, estímulo; verde, referencia; rojo, predicción del modelo.

6.7.2.6. Modelo de estado vectorial no dependiente de la profundidad

Uno de los problemas observados en los modelos precedentes es que los errores se propagan a través de la cascada de submodelos.

Se ha planteado el uso de un modelo, acorde a la ecuación 6.21, con un estado vectorial que represente la situación global de la cueva en cada instante. Se precisa por tanto efectuar una optimización multi-objetivo, minimizando el error con respecto a todas las componentes del vector pronosticado simultáneamente. Ya se indicó en el capítulo 1, que con frecuencia, los problemas de optimización multi-objetivo presentan la dificultad de que los objetivos de optimización de cada componente son contradictorios por lo que se debe buscar el conjunto de las mejores soluciones posibles (conjunto de soluciones soporte - Pareto óptimo) y establecer un criterio para seleccionar una de ellas.

Con el objeto de aprovechar el software desarrollado en los ensayos anteriores, se ha recurrido a estrategias de agregación de objetivos. Esto ha generado otro de los problemas, debido a que se agregan funciones de evaluación de error de series rotas con diferente número de muestras. Además el uso de estrategias de agregación aumenta el tiempo de computación debido a que se ha recurrido a ejecución paralela de varios ensayos con el objeto de explorar diferentes soluciones.

La alternativa a estas estrategias ha sido la programación de un algoritmo MOP basado en NSGA-II de DEB et al. (2002) para el entrenamiento del modelo.

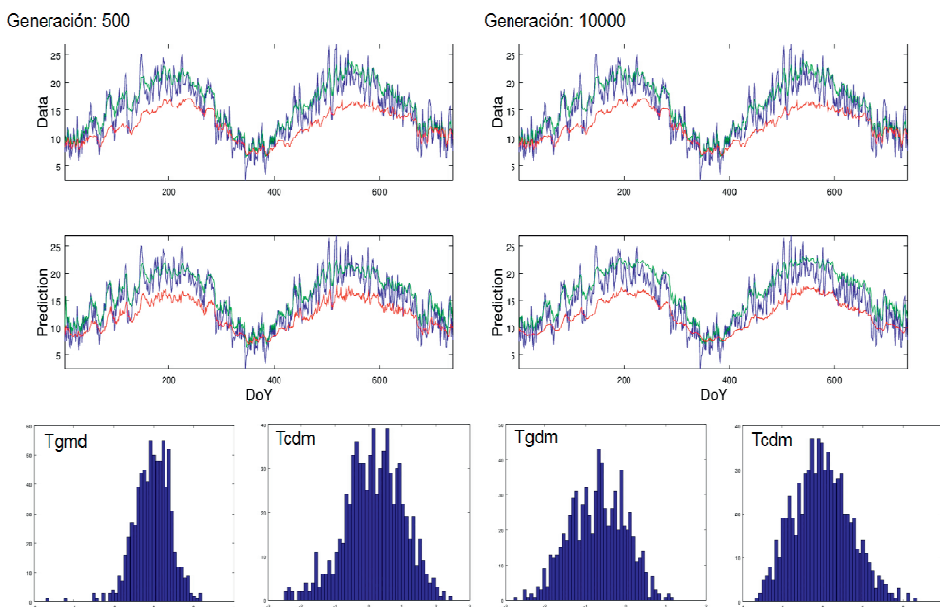


Figura 6.31: Se ha elegido una de las soluciones del frente de Pareto óptimo para el modelo 5x3 en las generaciones 500 y 10000. En apenas 500 iteraciones el MOP basado en NSGA-II ha permitido la obtención de soluciones con una distribución de error simétrica en 0 y colas $\pm 2^\circ\text{C}$. Las soluciones finales presentan una distribución para Tcdm simétrica en 0, con colas $\pm 1^\circ\text{C}$. En la solución elegida *Tgdm* presenta distribución simétrica respecto a -1.

Se usan redes FGNN (Focused Gamma Neural Network) que son topologías TLFN (Time Lagged Feed-Forward Neural Network) con memorias gamma en su capa de entrada. Se han ensayado diversas configuraciones ajustando la profundidad de memoria para la dinámica (o estado) q y para el estímulo p , con ganancia gamma no variable, así como el número de neuronas por capa.

Como vector de estímulo se ha usado Tadm con una profundidad de memoria $p=2$, y para el estado un vector [Tgdm Tcdm] con profundidades $q_1=2$ y $q_2=1$ respectivamente para cada una de las componentes del vector. Tcdm se ha construido como una serie de temperatura media en la zona de interés de la cueva a partir de Tcdm[TL] y Tcdm[PIG]. Para el escalado de las variables a nivel sináptico se usa la transformación $[-20^{\circ}\text{C}, +40^{\circ}\text{C}] \rightarrow [-1, +1]$. La figura 6.31 muestra el resultado.

Ya indicamos que los MOP devuelven un conjunto de soluciones óptimas (el frente óptimo de Pareto). En nuestro problema se ha obtenido en 10000 generaciones un frente óptimo con 39 soluciones, y a priori ninguna de ellas es mejor o peor que las otras. Se ha optado por tomar como solución aquella que presenta una menor distancia con respecto al error nulo o punto (0,0). Podría haberse aplicado el criterio de KRASNOPOLSKY et al. (2008) y construir una solución como promedio ponderado de las 39 soluciones.

6.7.3. Sistema de A Furna

Los registradores de la red de medida del sistema de A Furna son multivariable. Registran simultáneamente la temperatura húmeda, la temperatura de saturación y la humedad relativa. El modelo dinámico de esta cavidad utilizará como vector de estado:

$$T(t) = [Th(t) \ Td(t)] \tag{6.27}$$

siendo Th la temperatura húmeda registrada, y Td la temperatura de saturación.

El problema se ha resuelto exclusivamente para modelos no dependientes de la profundidad (ecuaciones 6.20 y 6.21).

Se han denotado por q y s a las profundidades de memoria de las componentes húmedas y de saturación del vector de estado. Y se han denotado por p y r a las profundidades de memoria de las componentes húmedas y de saturación del vector de estímulo del sistema generado por el submodelo precedente.

Model										Entrenamiento					
P	Q	R	S	L1	L2	OL	Tadm	Tcdm	Tcdm	Parameters	DoY	STD	MSE	MAX	Transient
3	3	3	3	5	3	.1	Tadm	TcE		123	394-702	1,58940	1,69200	4,52200	Exclude
3	3	3	3	5	3	.2	Tdadm	TdE				1,38170	1,39120	3,31320	Exclude
3	3	1	1	4	2	.1	Tadm	TcE				1,37390	1,37670	3,81310	Exclude
3	3	1	1	4	2	.2	Tdadm	TdE		76	394-702	2,02810	2,05400	4,10510	Exclude
3	2	2	1	6	4	.1	Tadm	TcE		124	394-702	1,15110	1,15650	2,43810	Exclude
3	2	2	1	6	4	.2	Tdadm	TdE				1,08200	1,10890	2,45060	Exclude
2	1	2	1	5	3	.1		TcE	TcB			112-595	4,06500	4,22600	11,61600
2	1	2	1	5	3	.2		TdE	TdB	87	112-595	3,25080	3,45820	12,69300	Exclude
3	2	2	1	6	4	.1		TcE	TcB	124	112-595	2,43100	2,42660	9,55910	Exclude
3	2	2	1	6	4	.2		TdE	TdB			2,78610	2,83240	11,59900	Exclude
1	1	1	1	5	3	.1		TcB	TcA			1,24150	1,24810	3,51590	Exclude
1	1	1	1	5	3	.2		TdB	TcA	75	112-595	1,17050	1,69960	1,47910	Exclude
3	2	2	1	6	4	.1		TcB	TcA	124	112-595	0,69263	0,90661	1,03620	Exclude
3	2	2	1	6	4	.2		TdB	TcA			0,69503	0,69291	1,69960	Exclude

Tabla 6.10: Resumen de ensayos efectuados para cada uno de los subsistemas de A Furna. En rojo las soluciones adoptadas en base a al error y varianza tanto en la fase de entrenamiento como en la de test predictivo. Con el objeto de minimizar el error en el sistema formado por estos cuatro subsistemas en cascada, la serie de entrada ha sido la predicción generada por el subsistema precedente.

Con las estrategias de agregación se ha convertido el algoritmo GESA en un algoritmo MOGESA (MultiObjective-GESA), efectuando la identificación en paralelo de dos configuraciones distintas del identificador FGNN durante 10000 generaciones. La tabla 6.10 resume los ensayos efectuados. En rojo se marcan los submodelos seleccionados para ensamblar el modelo de la cavidad. La figura 6.32 muestra los resultados obtenidos para el modelo seleccionado.

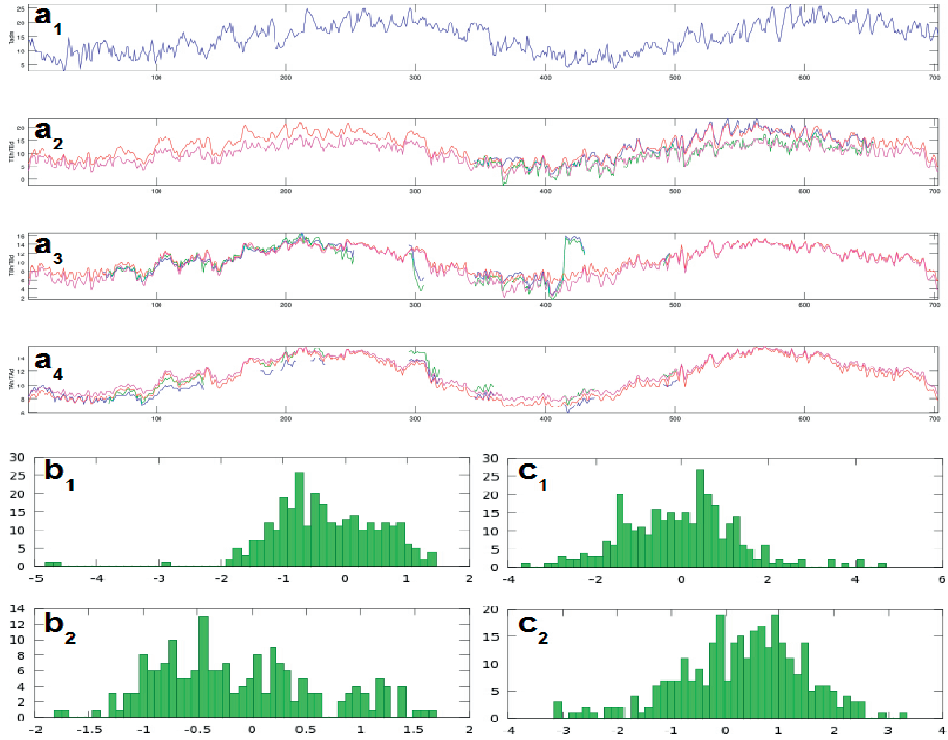


Figura 6.32. Respuesta del modelo en cascada $Tadm \rightarrow TE$, $TE \rightarrow TB$, y $TB \rightarrow TA$. (a₁) Temperatura del aire registrada en la estación de Entenza. Estaciones TE (a₂), TB (a₃) y TA (a₄): En azul y verde las series registradas en cada estación correspondientes a la temperatura húmeda y de saturación, respectivamente. En rojo y magenta las temperaturas húmeda y de saturación pronosticadas; Histogramas de error: (b₁) Temperatura húmeda en TA ; (b₂) Temperatura de saturación en TA ; (c₁) Temperatura húmeda en TE ; (c₂) Temperatura de saturación en TE . En los registros aparecen varios saltos bruscos de gran amplitud producidos al afectar el agua al equipo de registro o a su batería. Los escalones más bruscos no han sido incluidos en la identificación.

Los errores finales son mayores de lo esperado, por lo que se plantea la identificación del sistema mediante un modelo de acorde a la ecuación 6.21, con los vectores de estado y estímulo que se plantean en la ecuación 6.27:

$$\begin{aligned} T(t) &= [ThE(t) TdE(t) ThB(t) TdB(t) ThA(t) TdA(t)] \\ U(t) &= [Tadm(t) Tdadm(t) Tgdm(t)] \end{aligned} \quad (6.27)$$

Las series disponibles en esta cavidad están muy fragmentadas, con pocos tramos coincidentes para las tres series. Esto requiere evaluar series temporales muy largas y que además presentan un número de muestras muy diferente en cada una de las estaciones. Esto conlleva un ajuste más rápido de aquellas series mejor representadas en detrimento de la minimización del error de las series más fragmentadas. Para reducir el tiempo de computación, y pensando en los usos que se pretende dar a estos modelos, se ha obviado la estación B, y se han determinado dos submodelos paralelos:

$$\begin{aligned} T_1(t) &= [ThE(t) TdE(t)] \text{ y } T_2(t) = [ThA(t) TdA(t)] \\ U(t) &= [Tadm(t) Tdadm(t) Tgdm(t)] \end{aligned} \quad (6.28)$$

Como soluciones óptimas para los submodelos paralelos se han ajustado redes de 5 neuronas en la primera capa oculta y 3 en la segunda capa oculta. Se han fijado profundidades de memoria $q=[2, 2, 2]$ para el vector estímulo y $p=[1,1]$ para el $T_1(t)$ y $T_2(t)$ $p=[1,1]$. Ver figura 6.33. Se han obtenido mejores distribuciones de error que en las soluciones en cascada.

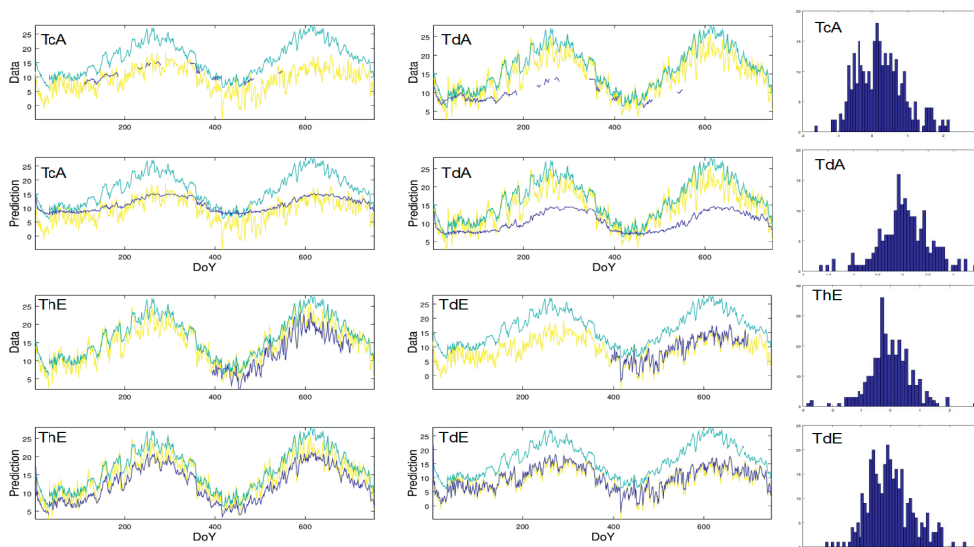


Figura 6.33: Resultados obtenidos para los submodelos $(Tha, Tda)(t)$ y $(The, Tde)(t)$ en 8000 y 2000 generaciones respectivamente. Las distribuciones de error son simétricas con colas en $\pm 1^\circ\text{C}$, salvo Tde que está en $\pm 1.5^\circ\text{C}$.

6.8. Dinámica térmica de la cavidad: Ecuación de Fourier

Hasta ahora hemos efectuado una identificación de la dinámica del aire de las cavidades. La energía aportada por la radiación solar, precipitaciones y otros efectos atmosféricos es transferida diariamente a y desde la superficie de la tierra produciéndose un equilibrio térmico entre roca y cueva. La temperatura del aire interior de la cavidad define una condición de contorno o límite para el contacto aire-roca.

En general, como consecuencia de este equilibrio, la temperatura de la tierra a ciertas profundidades se mantiene constante y se aproxima a la temperatura media anual del aire ambiente en esa determinada zona. Hasta una profundidad de unos 50 m, la temperatura del terreno está básicamente determinada por el intercambio térmico con la atmósfera y el sol, así como la presencia de aguas subterráneas, resultando ser sustancialmente constante. (ATECYR & IDAE, 2010).

A partir de las series temporales de la temperatura del aire exterior, la temperatura del aire en el interior de la cavidad y las temperaturas del suelo a -0,1 m, se pretende resolver la ecuación del calor en 2D para tratar de estimar la temperatura de equilibrio en las paredes de una sección transversal de la cueva a lo largo del tiempo. Esto nos permitirá a su vez, determinar la interacción entre el aire (húmedo) y la roca.

Conviene recordar que la condensación es el paso del agua del estado gaseoso a líquido cuando la presión de vapor del agua (PV) es mayor que la presión de vapor de saturación (PVS). Este hecho puede producirse porque aumente PV o porque descienda PVS.

La causa fundamental de un descenso de PVS son los descensos de temperatura, que a su vez son debidos a tres interacciones (MORAN & SHAPIRO, 2004):

1. Mezclas de masas de aire húmedo a diferente temperatura.
2. Contacto con una superficie fría.
3. Enfriamiento adiabático.

Durante el proceso de condensación se desprende la energía equivalente al calor latente de vaporización. Dicho calor no se ha incluido en las ecuaciones del modelo. La cantidad de condensado será igual a la diferencia entre las cantidades inicial y final de vapor de agua presente.

Vamos a centrarnos en el caso en el que el aire saturado entre en contacto con una superficie fría. En tal caso (CHAPMAN, 1965), existirá condensación sobre la superficie si su temperatura es igual o inferior a la temperatura de saturación a la presión reinante. La existencia de esta condensación ha sido observada en todas las cavidades graníticas estudiadas.

En la práctica existen dos tipos generales de condensación (CHAPMAN, 1965): El primero, conocido con el nombre de condensación en superficie (o condensación en película), tiene lugar cuando un vapor relativamente libre de impurezas se condensa sobre una superficie (limpia). En estas condiciones el líquido condensado se presenta como una película continua que cubre toda la superficie y se separa de esta por efecto de la acción de la gravedad. El segundo tipo se conoce como condensación de goteo. El líquido condensado se presenta en la forma de gotas individuales. Estas van aumentando de tamaño y se combinan entre sí hasta que su tamaño es lo suficientemente grande para que se deslice por la superficie por efecto de la gravedad.

El problema a resolver es:

$$\delta T/\delta t = \alpha \cdot (\delta^2 T/\delta^2 x + \delta^2 T/\delta^2 z) + Q/Ro/Cp \quad (6.29)$$

dónde x es la abscisa de la sección y z la ordenada, Q representa el calor producido in situ (calor radiogénico), α es la difusividad del material, Ro su densidad y Cp su calor específico.

La resolución de esta ecuación está condicionada por los siguientes factores:

1. Como condición de contorno para la superficie del terreno ($z=0$) usaremos la temperatura del suelo en -0,1 m (serie temporal Tgdm).
2. Disponemos de distintos registradores distribuidos en la cavidad a distintas cotas y de un modelo dinámico que nos da una realización continua en el tiempo para cada una de las estaciones. Por tanto construiremos un gradiente térmico vertical (lineal) para la temperatura del aire de la cueva, estableciendo así las condiciones de contorno para los intercambios convectivos en la interfase cueva-roca. Asumimos la estratificación térmica del aire de forma que para cada cota o profundidad, la temperatura de la capa sea constante en todo su ancho.
3. En ausencia de datos asumiremos:
 1. No hay producción de calor radiogénico ($Q=0$).
 2. No hay transmisión de calor latente en los procesos de condensación, pues desconocemos la cantidad de agua condensada, la velocidad de condensación, etc.
 3. No se consideran otros procesos secundarios: El test XWT previo descartó su significancia en el proceso: Viento, hydro-cooling por infiltración de agua, etc.
 4. Existe una temperatura inicial en el sustrato, que denominaremos T_{∞} , y que asumimos está uniformemente distribuida por todo el macizo en $t=0$.

5. Asumimos también que la sección (transversal) de la cueva es lo suficientemente pequeña en relación con la sección del terreno en estudio de forma que se puedan considerar los límites del terreno aislados.

El objetivo es proponer modelos que sirvan como evidencia de que los fenómenos estudiados se pueden explicar mediante mecanismos similares. No se disponen de suficientes datos como para generar modelos exactos.

En las profundidades comprendidas entre la superficie y unos 50 metros de profundidad, la temperatura de la tierra variará dependiendo de la profundidad y de las características del tipo de suelo: conductividad, difusividad, calor específico, etc. Se han tomado como referencia los siguientes valores medios:

MATERIAL	DENSIDAD	CALOR ESPECÍFICO	COEFICIENTE DE TRANSMISIÓN
Granito	$R_o=2645 \text{ kg/m}^3$	$C_p=0.195 \text{ kcal/kg}^\circ\text{C}$	$k=3 \text{ kcal/h m }^\circ\text{C}$
Depósitos de suelo	$R_{of}=2050 \text{ kg/m}^3$	$C_{pf}=0.44 \text{ kcal/kg}^\circ\text{C}$	$k_f=0.45 \text{ kcal/h m }^\circ\text{C}$

Tabla 6.11: Coeficientes medios que se han incluido en el modelo. Se especifica la designación de la variable, su magnitud y sus unidades.

En base a las escasas medidas de velocidad del aire en las cuevas, se ha optado por seleccionar unos coeficientes de convección medios similares a los propuestos en el Código Técnico de Edificación para velocidades bajas de renovación de aire en locales:

Coeficiente de convección en superficies verticales	$h_w=6.8 \text{ kcal/h m}^2^\circ\text{C}$
Coeficiente de convección en superficies horizontales	$h_f=h_c=20 \text{ kcal/h m}^2^\circ\text{C}$

Tabla 6.12: Coeficientes de convección definidos para las superficies de la cueva.

Resolvemos la ecuación mediante el método de diferencias finitas (CENGEL & GHAJAR, 2011; JALURIA & TORRANCE, 2002; KUZMIN, 2010), fundamentado en la sustitución de ecuaciones diferenciales por ecuaciones algebraicas, donde las derivadas se sustituyen por diferenciales. Así la ecuación diferencial continua (PDE para $T(x,z,t)$) se transforma en una ecuación diferencial discreta, cuya resolución aproxima T .

Esta discretización del PDE requiere a su vez la discretización de las variables x , z y t . Para ello transformamos el espacio continuo (nuestra sección de cueva) en una malla o matriz de nodos de dimensión $N_x \cdot N_z$ uniformemente espaciados en $dx=L_x/(N_x-1)$ y $dz=L_z/(N_z-1)$, siendo L_x y L_z las dimensiones máximas de la sección en estudio.

Los valores de (dt, dx, dz) están relacionados y son dependientes del método de resolución empleado. En el caso de métodos explícitos esos tres valores han de cumplir una serie de relaciones para garantizar la convergencia del método iterativo de cálculo. Para evitar esa dependencia se ha optado por el uso de métodos implícitos.

El valor $dt=24$ (horas) viene prefijado por el periodo de registro de las series con las que estamos trabajando. Asumiendo $dy=1$, se evalúa, para cada volumen unitario (nodo) de la sección su variación de energía en el tiempo:

$$dt \cdot \sum_{\text{AllSides}} (Q') + dt \cdot E'_{\text{gen}} = dE_{\text{element}} \quad (6.30)$$

dónde E'_{gen} es la energía generada en el interior del propio nodo, y Q' es el flujo de calor transferido, normalmente por conducción entre los nodos adyacentes, aunque puede incluir calor transferido por convección, radiación, o restricciones de límite en los nodos.

La ecuación 6.30 define el cambio de energía contenido en el volumen del elemento elemental durante dt , y este cambio viene dado como la suma del calor generado dentro del

propio volumen durante dt , más el calor transferido hacia el volumen del elemento a través de todas sus superficies durante dt . Este calor viene a su vez dado por:

$$dE_{\text{element}} = m \cdot C_p \cdot dT = \rho \cdot V_{\text{element}} \cdot C_p \cdot dT \quad (6.31)$$

dónde ρ es la densidad, C_p el calor específico del material y $V_{\text{element}} = dx \cdot dz \cdot dy$, es el volumen elemental del nodo.

Las ecuaciones de balance de energía en cada nodo dependen de cómo se caracteriza el propio nodo. Analizando distintas secciones de cueva, se han definido aproximadamente 40 tipos de nodos, cada uno de ellos con sus correspondientes ecuaciones de balance energético en régimen transitorio. Asumiendo que un volumen elemental $dx \cdot dz \cdot 1$, está definido por cuatro caras de intercambio:

1. Codificaremos esas caras mediante la rosa de los vientos, en el orden: N-S-W-E.
2. Para cada superficie o cara del volumen elemental definimos su característica de intercambio y por tanto su tipo de contribución al flujo de calor:
 1. G, superficie en contacto con temperatura T_{gdm} . Conducción.
 2. B, superficie aislada.
 3. X, superficie en contacto con un nodo inespecífico. Conducción en el sustrato.
 4. T, superficie en contacto con una temperatura T_{oo} prefijada. Conducción.
 5. Hc, superficie de techo, intercambio por convección de constante h_c .
 6. Hw, superficie de pared, intercambio por convección de constante h_w .
 7. Hf, superficie de suelo, intercambio por convección de constante h_f .
 8. Dh_w, ídem que H_w pero superficie inclinada 45°.
 9. Dh_c, ídem que H_c pero superficie inclinada 45°.
 10. Xf, intercambio por convección a través del material de un depósito de relleno situado en el interior de la cavidad.
 11. C, el volumen elemental se sitúa dentro de la cavidad, y por tanto no se procesa. Su temperatura viene dada por el gradiente $T_{cdm}(x, z, t)$.
 12. A, el volumen elemental se sitúa en la zona de aire exterior, y por tanto no se procesa. Su temperatura viene dada por $T_{adm}(t)$.
 13. E, superficie de ensamblado entre modelos cuya temperatura está definida por una serie o condición de borde $T_{edm}(t)$.

Las ecuaciones asociadas a cada tipo de nodo pueden consultarse en el código del programa que simula el modelo. Con las definiciones anteriores, y como ejemplos, son posibles nodos tipo:

- GXB_X: Nodo con la cara superior correspondiente a la superficie del terreno ($T_{gdm}(t)$) y aislado térmicamente a la izquierda. Las caras inferior y derecha están en contacto con otros nodos inespecíficos (roca).
- XXX_X: Nodo situado en el interior del macizo, en contacto con nodos similares. Transferencia por conducción en las cuatro caras.
- XdHcdHcX_X: Techo extraplomado a la izquierda. Transferencia por convección entre una superficie inclinada 45° y el aire de la cavidad. Transferencia por conducción entre las caras superior y derecha.

Las ecuaciones de balance de energía en una malla de $N_x \cdot N_z$ nodos, en el instante $t+1$, puede expresarse matricialmente agrupando los términos $(t+1)$ y (t) , de la forma siguiente:

$$A \cdot U(t+1) = C(U(t)) \quad (6.32)$$

dónde A es la matriz de coeficientes asociados a la temperatura en $(t+1)$, U es un vector de temperaturas que representa nuestro mapa térmico bidimensional en forma de un vector lineal, y $C(T(t))$ son los coeficientes y condiciones asociados a la temperatura en (t) . La figura 6.34 muestra el flujograma del algoritmo de cálculo utilizado en la resolución de la ecuación 6.32.

La conversión del mapa térmico $T(x,z)(t)$ en $U(t)$, y viceversa, se realiza mediante la composición de un índice de posición basado en las coordenadas del nodo. Así, para todo (x,z) y dado $T(x,z)(t)$, definimos:

$$U(i)(t) = T(x,z)(t) \quad (6.33)$$

dónde $i = x + (z-1) \cdot N_x$, siendo x y z las coordenadas del nodo en la malla.

Para que el sistema 6.32 tenga solución ha de existir $1/A$, o $\text{inv}(A)$, y por tanto A ha de tener determinante no nulo ($\det(A) \neq 0$). Con esta consideración, la solución de 6.32 para el instante $t+1$ será:

$$U(t+1) = \text{inv}(A) \cdot C(U(t)) \quad (6.34)$$

Para cada instantánea $(t+1)$, el mapa térmico asociado al contorno o interface roca-aire dentro de la cueva se puede transformar en un vector lineal. Si S es el conjunto de nodos de la malla que define esa interface roca-aire subterráneo, para cada (x,z) de S , si $T_s(x,z)(t)$ denota la temperatura de dicho nodo en el instante t , y si $\text{Tip}(x,z)$ es la matriz de caracterización de dichos nodos, definimos las siguientes transformaciones:

$$\begin{aligned} U_s(i)(t) &= \text{MAP}(T_s(x,z)(t)) \\ U_{tp}(i) &= \text{MAP}(\text{Tip}(x,z)) \end{aligned} \quad (6.35)$$

siendo MAP un serializador de los elementos de las matrices que define biyectivamente un índice i para cada (x,z) perteneciente a S . Se transforma así un mapa $2D + t$ en un mapa $1D + t$, dónde cada vector $U_s(t)$ puede filtrarse en función del tipo de nodo (horizontal techo, horizontal suelo, vertical, inclinado, extraplomado) caracterizado en U_{tp} .

Sea entonces $U_s(t)$ nuestra temperatura de contorno en un instante t dado. Sea $T_{ddm}(t)$ la temperatura de saturación en $i = \text{MAP}(x,z)$, en un instante t dado. Definimos el índice de condensación como:

$$Cnd(t) = (T_{ddm}(t) - U_s(t)) / U_s(t) \quad (6.36)$$

Podrá producirse condensación cuando la temperatura de la interface roca-aire sea menor (o igual) que la temperatura de saturación del aire circundante, esto es, si $Cnd(t) > 0$. Entonces, si $Cnd(t)[\text{TIPO}]$ es el subconjunto de nodos de $Cnd(t)$ que cumpla $U_{tp}(i) = \text{TIPO}$, definimos para cada TIPO de nodo la relación:

$$SS(t)[\text{TIPO}] = \text{card} \{Cnd(t)[\text{TIPO}] > 0\} / \text{card} \{U_{tp} = \text{TIPO}\} \quad (6.37)$$

Luego $SS(t)[\text{TIPO}]$ nos proporciona el tanto por uno de nodos de S , de un subtipo determinado, en los que es posible que se produzca condensación en el instante t -ésimo.

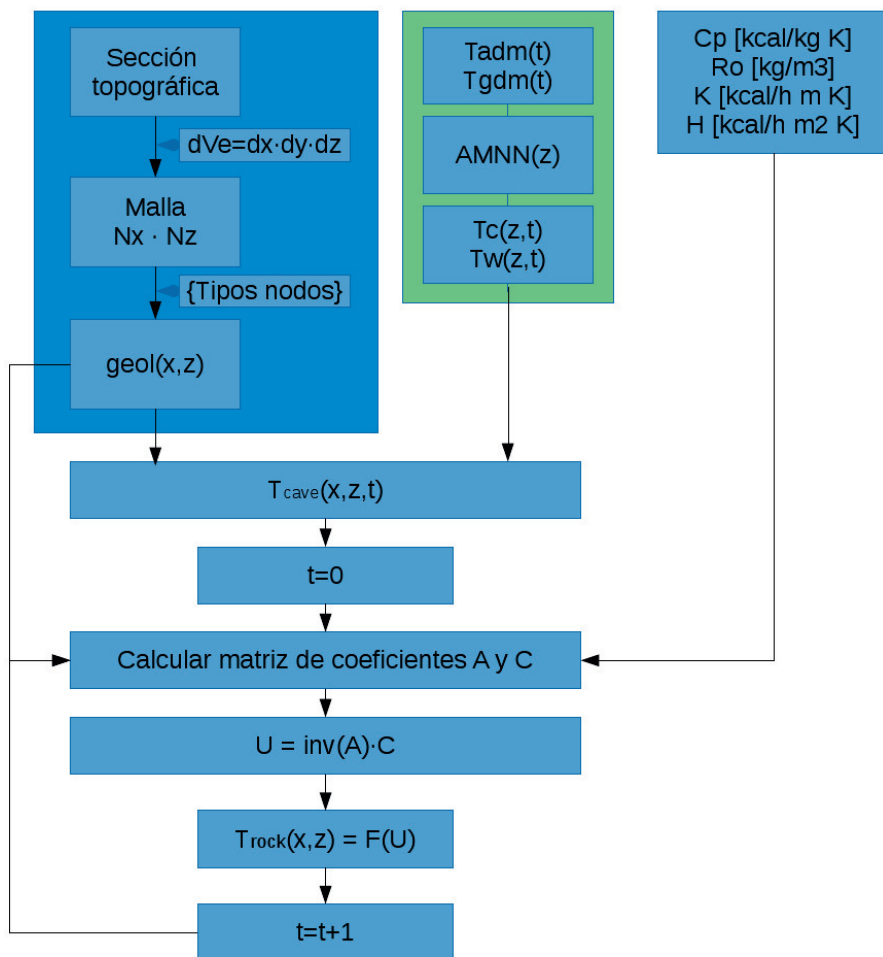


Figura 6.34: Flujograma explicativo del algoritmo y proceso de resolución de la ecuación de transferencia

Definimos también un índice de condensación medio por tipo de nodo:

$$Scnd(t)[TIPO] = \text{sum} \{Cnd(t)[TIPO] > 0\} / \text{card} \{Utp == TIPO\} \quad (6.38)$$

Con estas definiciones podemos ver que $SS(t)$ nos proporciona información sobre la extensión espacial del fenómeno (i.e. cuantos nodos de cada tipo presentan posibilidad de condensación), mientras $Scnd(t)$ nos da información sobre la "intensidad" del fenómeno (cuanto mayor es Cnd , mayor es el salto térmico con respecto a la temperatura de saturación y por tanto más fácilmente podrá producirse el fenómeno). Así un tipo de nodo presentará posibilidad de condensación preferente con respecto a otro tipo de nodo cuanto mayores índices de ocurrencia e intensidad tenga. Interpretando ambas intensidades como funciones de inclusión o pertenencia a dos subconjuntos borrosos, la "posibilidad de condensación

preferente" puede medirse como la intersección difusa (MARTÍN DEL BRÍO, et al. 1997) de ambos conjuntos:

$$\begin{aligned} \text{Preferencia}(t)[\text{TIPO}] &= \text{Scnd}(t)[\text{TIPO}] \cap \text{SS}(t)[\text{TIPO}] \\ &= \min(\text{Scnd}(t)[\text{TIPO}], \text{SS}(t)[\text{TIPO}]) \end{aligned} \quad (6.39)$$

6.8.1. Sistema de A Trapa: Un ensayo por método explícito

Para efectuar la simulación del sistema de A Trapa, se ha discretizado una sección compuesta (VAQUEIRO, 2007; VAQUEIRO 2012) de este sistema según una matriz de nodos $dx \cdot dy \cdot dz = 0.5 \text{ m} \cdot 1 \text{ m} \cdot 0.5 \text{ m}$. La sección elegida incluye las estaciones de registro PAL, TL y PIG. Esta discretización da lugar a una malla de $35 \times 50 = 1750$ nodos, que deberán caracterizarse, concretándose la ecuación 6.30 para cada uno de ellos. Esto da lugar a un sistema de 1750 ecuaciones de energía.

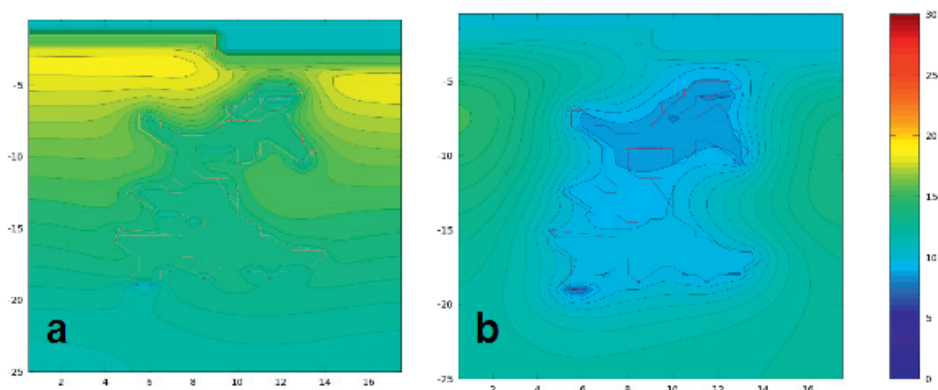


Figura 6.35: Dos instantáneas obtenidas durante el cálculo por método explícito del mapa térmico de la sección de A Trapa. Series térmicas de 700 días. En rojo y con línea de trazo fino y continuo, se ha perfilado la sección de la cueva. Las ordenadas y abscisas en metros. La distribución de isotermas con pasos $dT=0.5^\circ\text{C}$, rango de temperaturas $0-30^\circ\text{C}$. Para evitar la influencia de la temperatura inicial del macizo se han realizado varias iteraciones de las mismas series temporales.

El sistema se resuelve considerando las siguiente condiciones de contorno: En nodos tipo A, temperatura igual a $T_{adm}(t)$; en nodos tipo G, temperatura igual a $T_{gdm}(t)$; en nodos tipo C, su temperatura se determina a partir de un gradiente vertical de temperatura del aire de la cueva, T_{cdm} , por interpolación lineal de las temperaturas estimadas por los neuromodelos para los niveles $T_{PAL}(t)$, $T_{TL}(t)$ y $T_{PIG}(t)$ a partir del estímulo $T_{adm}(t)$. La figura 6.35 muestra dos instantáneas de la simulación del modelo.

6.8.2. Sistema de A Furna: Microclima, dinámica térmica y bioespeleotemas

Para el sistema de A Furna se ha elaborado topográficamente una sección compuesta (VAQUEIRO, 2007) centrada en la estación más profunda TA dónde se desarrollan mantos de bioespeleotemas aciculares en la bóveda (estos depósitos han sido muestreados para ADN), formas de flujo en los bloques caídos y otras formas nodulares en cantos de bloques y en diversas superficies. Ver figura 5.14.b.

La red de medida de esta cavidad incluye registradores de lectura combinada: temperatura húmeda, temperatura de saturación y humedad relativa. Con el desarrollo de la

simulación se pretende además de estudiar la dinámica térmica de la cavidad, ver si existe una relación entre la disposición de estos minerales y las zonas de condensación preferente.

La figura 6.36 muestra la sección preparada para la simulación. Si tomamos $dx=dz=0.1$ m, resulta una malla de 180 x 220 nodos, o lo que es lo mismo, un sistema de 39.600 ecuaciones diferenciales. Aunque se ha preparado la discretización de la sección, y se ha elaborado el programa de cálculo, no fue posible ejecutarlo por limitaciones en el paquete matemático Octave (versiones 3.6.4 y 4.0.0): La gestión admisible de índices está limitada a matrices de hasta 10.000 elementos. Las FAQ's elaboradas por el equipo de soporte de Octave indican que una opción es recompilar el paquete matemático para el uso de índices de 64 bits, pero su funcionamiento es experimental.

De toda la sección, interesa es estudiar qué ocurre en la subsección más profunda de la cavidad, centrada en el sensor TA, que es dónde se concentran los bioespeleotemas. Por tanto, y para solventar la limitación del Octave se opta por resolver el problema en dos fases:

- Fase 1: Construir un modelo en baja definición (LD) con $dx=dz=0.5$ m destinado a determinar el perfil térmico de una caja o recinto, a una cierta profundidad, y que se usará como condición de contorno sobre un modelo de alta definición centrado en la sub-sección de interés.
- Fase 2: Construir un segundo modelo de alta definición (HD), con $dx=dz=0.1$ m, centrado en TA (que es la zona a estudiar) y con la siguiente condición de contorno:

$$T_{HD}(x_{HD}^{ref}, z_{HD}^{ref}) = F(T_{LD}(x_{LD}^{ref}, z_{LD}^{ref})) \quad (6.40)$$

dónde F es una función que nos permite extender el perfil térmico de la malla LD (0.5 x 0.5) a la malla HD (0.1 x 0.1) tal que todo punto de referencia cumpla:

$$\begin{aligned} x_{HD}^{ref} &= x_{LD}^{ref} \cdot dx_{LD}/dx_{HD} \\ z_{HD}^{ref} &= z_{LD}^{ref} \cdot dz_{LD}/dz_{HD} \end{aligned} \quad (6.41)$$

El flujograma del proceso se detalla en la figura 6.37.

6.8.2.1. Procesado del modelo LD

Fijamos las siguientes condiciones para el modelo:

1. $dx=dz=0.5$ m
2. $T_{oo}=15^{\circ}\text{C}$.
3. Para el aire en la cueva definimos el siguiente gradiente vertical:
 1. Nodos tipo A ("is_air", temperatura del aire exterior a la cueva), temperatura igual a $T_{adm}(t)$.
 2. Nodos tipo C ("is_cave", temperatura del aire de la cueva), temperatura según las reglas:
 1. Nodos por encima de $z_{LD}=-8$ m, gradiente lineal en z, entre $T_{adm}(t)$ en boca de cueva y $T_E(t)$.
 2. Nodos por debajo de $z_{LD}=-19$ m, temperatura igual a $T_A(t)$.
 3. Nodos entre -8 y -19 m, temperatura igual al gradiente lineal en z_{LD} , entre $T_E(t)$ y $T_A(t)$.

4. Fijamos como caja para el modelo HD la sección inferior definida por $z_{ref}(LD)=-17$ m, que se corresponde con el nodo $z(LD)=34$ node, y con el nodo $z(HD)=170$ node. El perfil obtenido para $z(LD)=34$ node se aplicará como condición de contorno para $z(HD)=170$ node. Nótese que $Z(HD)=Z(LD) \cdot dz(LD)/dz(HD)$.
5. El modelo de baja definición (LD) deberá generar la serie de ensamblado:

$$hst(x_{LD}, t) = T_{LD}(x_{LD}, z_{ref}(LD))(t) \quad (6.42)$$

La figura 6.38 muestra dos instantáneas del procesamiento del modelo LD, así como un mapa de la serie de ensamblado $hst(x_{LD}, t)$.

6.8.2.2. Procesado del modelo HD

La subsección HD que se definió en el apartado anterior para un volumen elemental definido por $dx=dz=0.1$ m, daría lugar a una malla de $80 \times 60 = 4800$ nodos, que entra dentro de lo admisible por la estructura interna del Octave estándar.

Establecemos el ensamblado a partir de la condición de contorno en $z'=1$ node, en el instante t , y que vendrá definida por el perfil térmico heredado del modelo LD:

$$T_{HD}(x, 1)(t) = hst(\text{fix}((\min x + x) * dx_{HD} / dx_{LD}), t) \quad (6.43)$$

Dónde $\text{fix}(\cdot)$ es la función de redondeo hacia el menor entero más próximo.

La sección LD elegida como ventana para el modelo HD da lugar a una malla que tiene un exceso de nodos de substrato en torno a la cavidad. Esto aumenta el número de nodos totales a procesar (y por tanto la carga computacional), pero se pretende con ello reducir los efectos de los nodos tipo "borde aislado". Siguiendo el flujograma de la figura 6.37, procesamos el modelo HD con condiciones definidas por las series temporales T_{edm} , T_{adm} , T_{gdm} y T_{cdm} y sus gradientes en el volumen de la cavidad. El programa de cálculo "desarrolla" el contorno de la cueva en cada instante de tiempo transformándolo en un array temporal, tal y como se indicó en la introducción del apartado 6.8. Ver figura 6.40. En nuestra sección, el perímetro de la galería está formada por 72 volúmenes elementales de $dx \cdot dz \cdot dy = 0.1 \cdot 0.1 \cdot 1 = 0.01 \text{ m}^3$. Así el índice i que define $U_s(i)(t)$, será un entero tal que $i=1...72$.

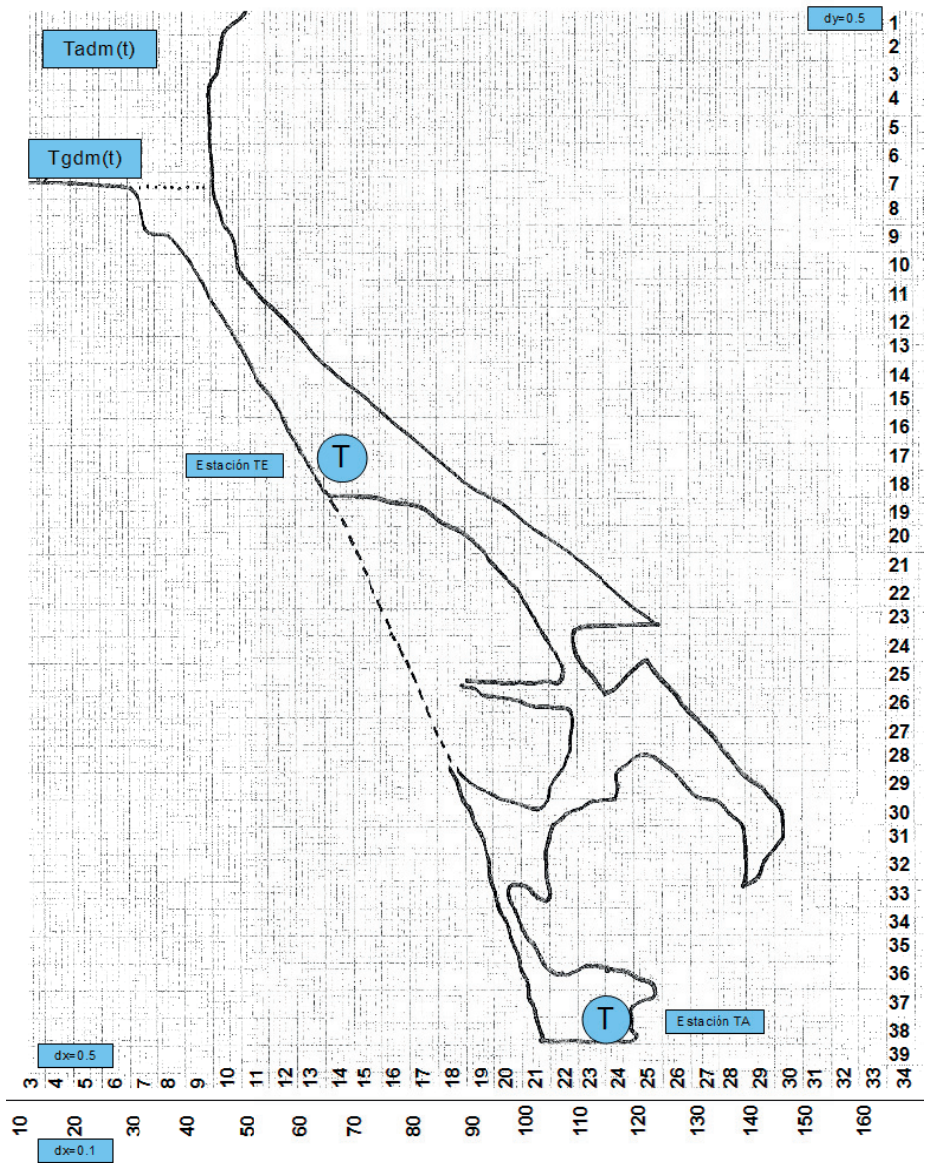


Figura 6.36: Sección de modelado de *A Furna*. Se indican la situación de las estaciones y valores tomados para las condiciones de contorno.

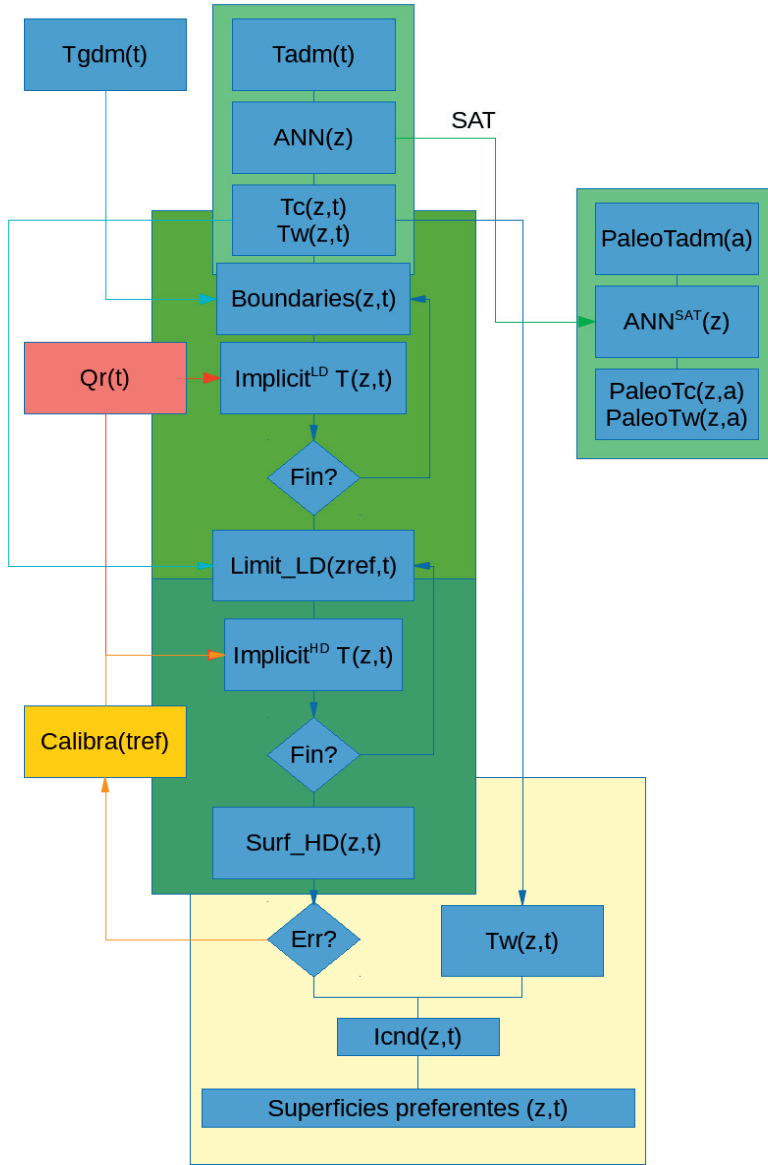


Figura 6.37: A partir de T_{adm} y usando los modelos ANNs se construyen las series subterráneas de temperatura húmeda $T_c(z,t)$ y de saturación $T_w(z,t)$. Esas series conjuntamente con $T_{gdm}(t)$, definirán las condiciones de contorno del modelo $Implicit^{LD}$ de conducción-convección para una sección de cueva. Q_r representa a las posibles fuentes de calor internas. La resolución de $Implicit^{LD}$ da lugar a una caja $Limit^{LD}$ que define las condiciones de contorno para una subsección en alta definición, $Implicit^{HD}$, a partir de la que se pretende generar un mapa térmico de la interface roca-aire en la cavidad ($Surf^{HD}$). El modelo se ajusta (offsets) en base a los resultados obtenidos en muestreos puntuales en instantes t_{ref} . El mapa $Surf^{HD}$ comparado con T_w permite determinar zonas de condensación preferente. Asumiendo invariabilidad en la dinámica puede evaluarse la respuesta frente a paleoregistros de T_{adm} .

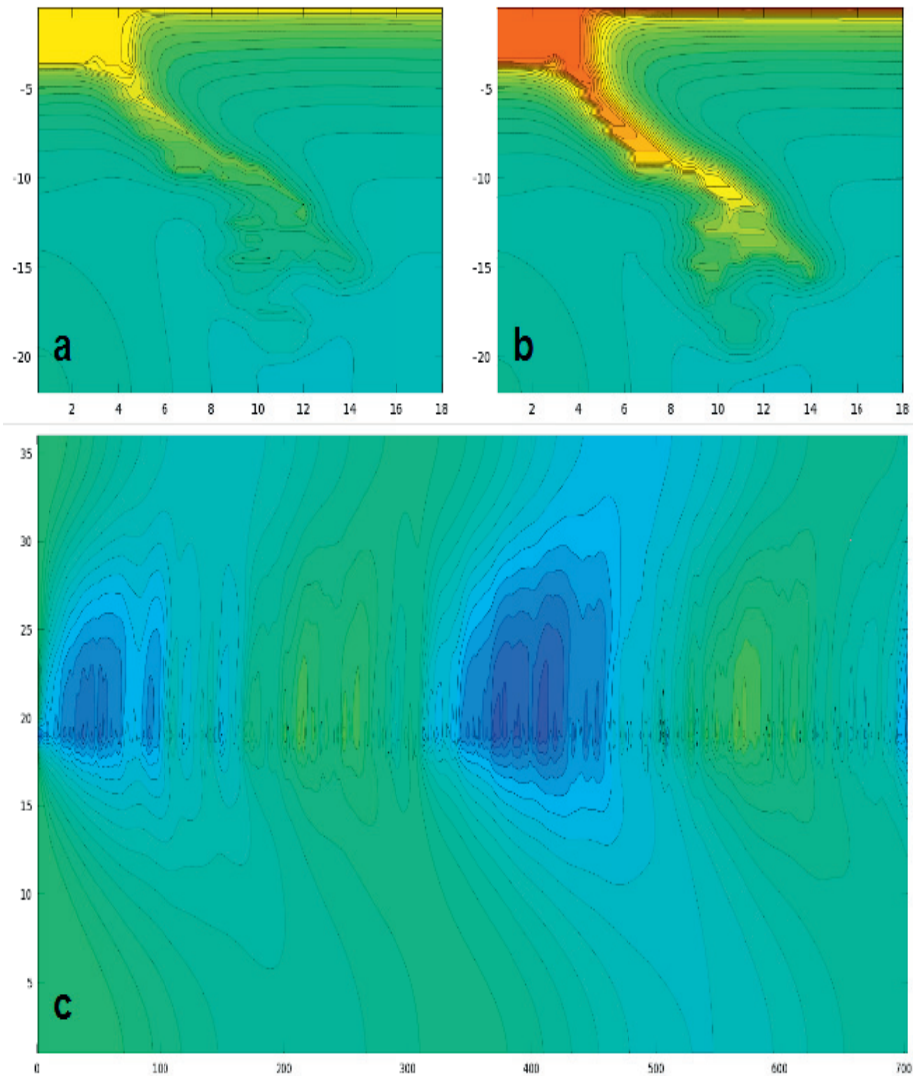


Figura 6.38: Instantáneas, (a) y (b), del mapa térmico de la cavidad obtenidas durante el procesamiento del modelo LD. (c) Perfil térmico, o “piel de la caja”, $hst(xLD, t)(zref(LD))$. Las ordenadas y abscisas de (a) y (b) en metros. La distribución de isothermas con pasos $dT=0.5^{\circ}\text{C}$. Para evitar la influencia de la temperatura inicial del macizo se han realizado varias iteraciones de las mismas series temporales. Para la determinación de las temperaturas en cueva se ha usado el modelo recursivo formado por tres submodelos en cascada.

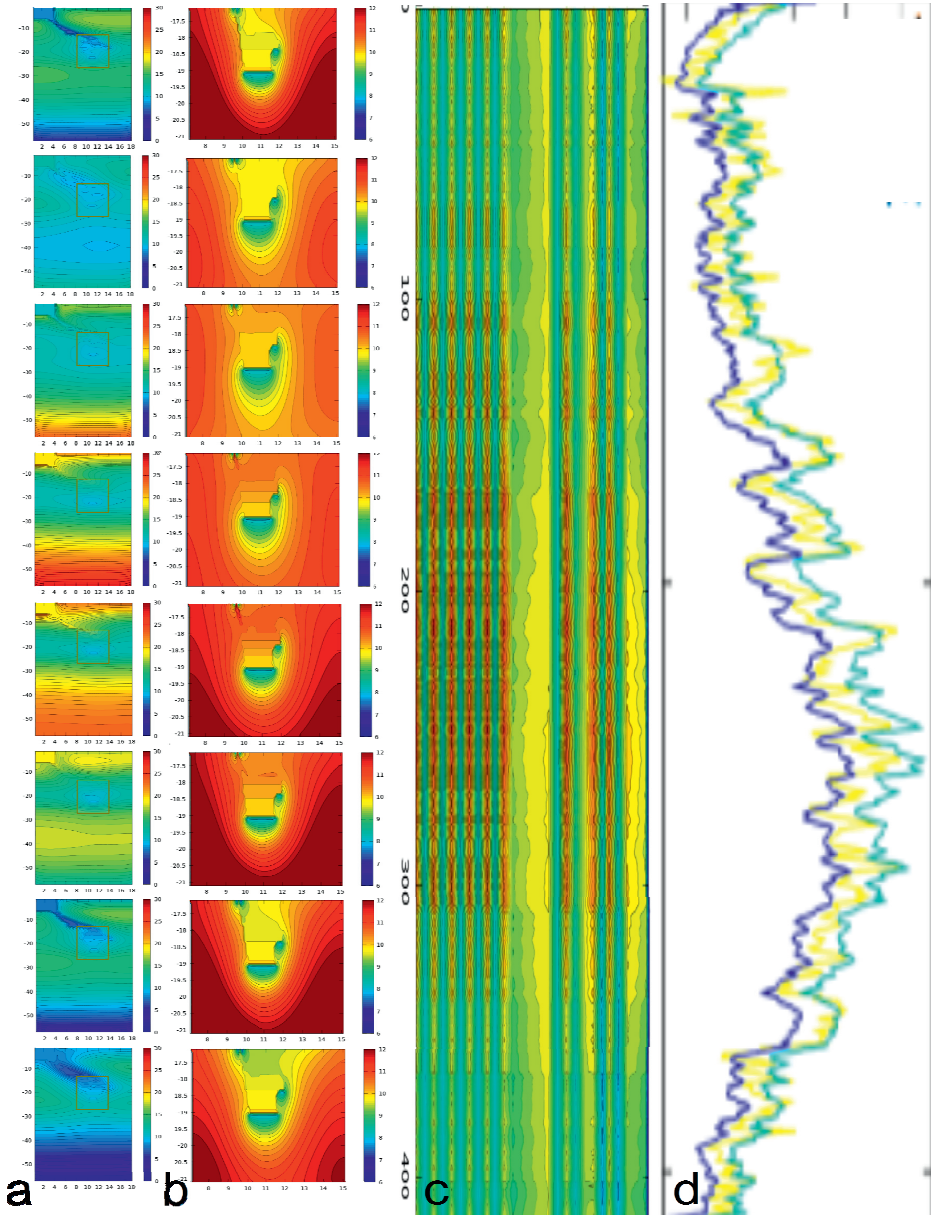


Figura 6.39: Fotogramas obtenidos cada 50 DOY para los modelos LD (a), HD (b). La temperatura de los nodos que forman el contorno de la cueva se registra en un array temporal (c). Las temperaturas $T_{adm}(t)$, $T_{gdm}(t)$ y $T_{hE}(t)$ se muestran como referencia en (d). Se ha usado el modelo térmico con submodelos TA/TE en paralelo. No se han incluido los efectos de calor radiogénico. En (b) se ha concentrado el rango de color en los valores presentes en la cueva para destacar las isotermas dentro de la cueva, esto produce saturación de color (color uniforme) en el macizo para $T > 12^{\circ}\text{C}$.

En esta sección, los tipos de nodo se distribuyen:

- 14 nodos tipo Techo.
- 10 nodos tipo Techo Extraplomado (a izquierda o a derechas).
- 19 nodos de Pared Vertical o Pared Inclínada en el lado derecho.
- 11 nodos de Pared Vertical o Pared Inclínada en el lado izquierdo.
- 18 nodos tipo Suelo.

A partir de este array de vectores calculamos el índice de condensación de cada nodo del contorno, según ecuación 6.36, y con referencia a la temperatura de rocío de la estación TA que es el único valor de saturación que tenemos como referencia en ese volumen subterráneo. Y a partir del índice de condensación construimos las series temporales que representan la extensión del índice de condensación, el índice medio de condensación y la preferencia de condensación por tipo de nodo. Las figuras 6.40 y 6.41 muestran las series temporales obtenidas como preferencia por tipo de nodo para los modelos en cascada y paralelo.

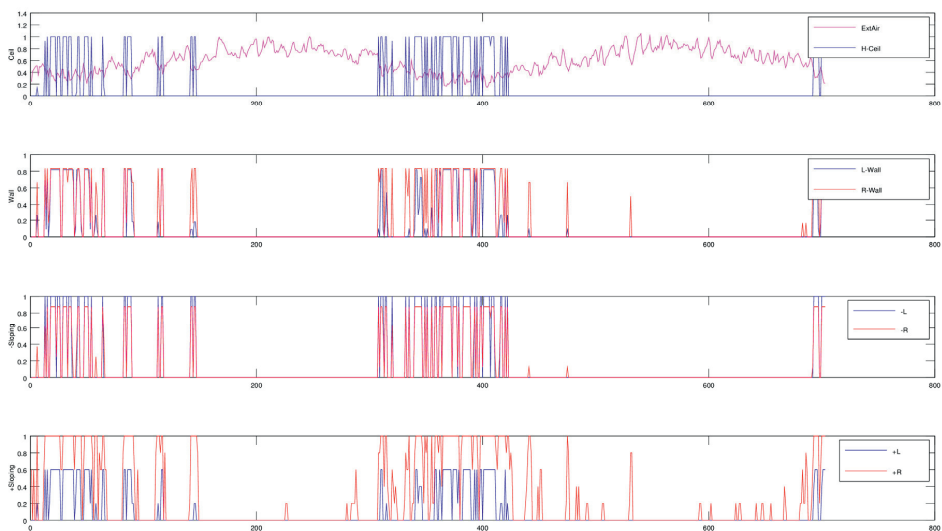


Figura 6.40: Gráficas de $Preferencia(t)[TIPO](t)$ para el modelo térmico en cascada: En las tres gráficas inferiores, en azul se representa la *Preferencia* para el lado izquierdo de la galería, y en rojo para el lado derecho de la galería. Como referencia climática temporal se ha superpuesto $Tadm(t)/max(Tadm)$ sobre la primera gráfica. De arriba a abajo, las gráficas representan *Preferencia(t)* para techo, paredes, superficies extraplomadas, y paredes inclinadas.

La gráficas de $Preferencia(t)[TIPO]$ muestran que NO todos los volúmenes elementales del contorno de la cueva presentan el mismo comportamiento, y que por tanto SI existen tipos de volúmenes elementales con mayor posibilidad de condensación que otros:

- Los eventos de mayor intensidad se producen simultáneamente en prácticamente todas las superficie.
- Estos eventos de mayor intensidad se producen en períodos fríos o cuando existen descensos bruscos en la temperatura del aire.

- Existen eventos aislados, pero solamente se producen en las paredes y superficies inclinadas, predominando en las paredes inclinadas (R) y en las paredes (R). Nótese que la circulación vertical de aire, si se produce, es en el lado L, resultando el R siempre más protegido.

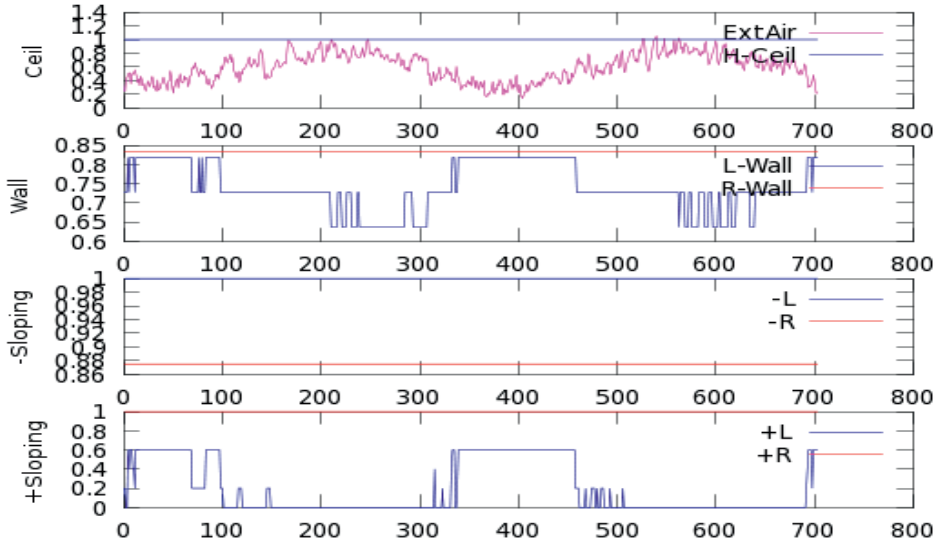


Figura 6.41: Gráficas de $Preferencia(t)/TIPO(t)$ para el modelo térmico de submodelos TE/TA paralelos. Solamente se evalúa parte de la sección evitando los nodos situados en las proximidades de la chimenea vertical: En las tres gráficas inferiores, en azul se representa la $Preferencia$ para el lado izquierdo de la galería, y en rojo para el lado derecho de la galería. Como referencia climática temporal se ha superpuesto $Tadm(t)/max(Tadm)$ sobre la primera gráfica. De arriba a abajo, las gráficas representan $Preferencia(t)$ para techo, paredes, superficies extraplomadas, y paredes inclinadas.

Las diferencias entre ambas soluciones pueden deberse a varios factores: Primero a los errores y distribución de error de los modelos TE/TA que se usan; segundo, errores en la calibración del modelo de difusividad dependientes de las condiciones impuestas a los límites (condiciones de contorno) y temperatura inicial.

Por todo ello se efectúan modificaciones en el diseño del modelo, pasando a considerar el calor generado en los propios nodos, así como estrategias para la atenuación del efecto borde.

6.8.2.3. Efectos del calor radiogénico

El calor radiogénico se produce dentro de los volúmenes elementales como consecuencia de la absorción de energía proveniente de procesos radioactivos. Tomaremos como referencia las mediciones resumidas en la tabla 5.3. En ausencia de valores específicos, asumimos para A Furna, los valores máximos obtenidos en el sistema de A Trapa que es la cueva más próxima para la que tenemos datos.

La producción de calor debido a la radioactividad en una roca con concentraciones de uranio (C_U), torio (C_{TH}) y potasio (C_K) conocidas, viene dada por la relación (FOWLER, 1990; LOWRIE, 1997):

$$Qr' [\mu W/kg] = 95.7 \cdot C_U + 25.6 \cdot C_{TH} + 0.00348 \cdot C_K \quad (6.44)$$

De dónde, tomando como concentraciones los datos medios de pared para la cueva de A Trapa señalados en la tabla 5.3, obtenemos

$$Qr [\text{kcal/h} \cdot \text{m}^3] = 0.85984 \cdot Ro \cdot Qr' (7.7; 18.5; 7.9) = 7.2587 \text{ kcal/h} \cdot \text{m}^3 \quad (6.45)$$

La contribución radiogénica en el nodo i , en el instante t , vendrá dada por:

$$NE(i)(t) = Q \quad (6.46)$$

dónde $i = x + (z-1) \cdot Nx$, siendo x y z las coordenadas del nodo en la malla. Su contribución a la matriz C de nuestro problema 6.30 será:

$$NE(i)(t) \cdot dx \cdot dz \quad (6.47)$$

La figura 6.42 compara para el mismo instante de tiempo los mapas de temperatura en la sección LD en estudio. Puede apreciarse como existen ligeras variaciones en el seno de macizo, que suponen localmente una mayor temperatura.

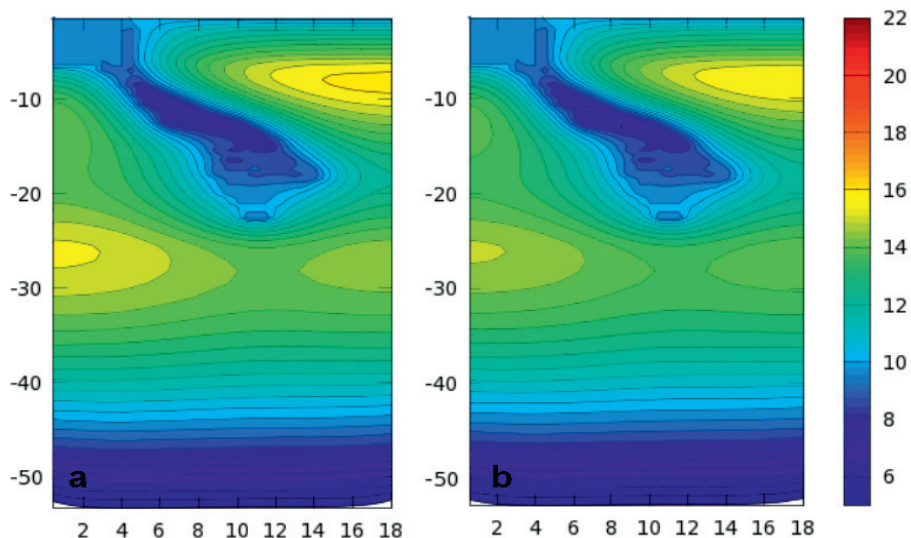


Figura 6.42: Comparación de soluciones del modelo LD en el mismo instante de tiempo (DOY=300), considerando el aporte radiogénico: (a) Temperatura inicial $T_{00}=15^\circ\text{C}$, $C_U=7.7$, $C_{TH}=18.5$ y $C_K=7.9$; (b) Temperatura inicial $T_{00}=15^\circ\text{C}$, $C_U=0.0$, $C_{TH}=0.0$ y $C_K=0.0$. Modelo térmico TE/TA por submodelos paralelos.

6.8.2.4. Aproximación al sólido semi-infinito: Control de los efectos de borde

En el desarrollo de los apartados 6.8.1 y 6.8.2 se ha usado una sección de terreno más o menos grande para la que se han establecido unas condiciones de contorno que permitieran la resolución de la ecuación diferencial 6.30, al tiempo que acotan especialmente el sólido semi-infinito. El tipo de nodo de contorno condiciona claramente el resultado, tal y como puede apreciarse en la figura 6.43. Es necesario por tanto mejorar la aproximación del modelo a un sólido semi-infinito con el objeto de reducir, en la zona de estudio, el efecto y distorsión

de la discontinuidad producida por los bordes. Como no es posible simular un sólido semi-infinito, se plantea la siguiente estrategia:

1. Para el modelo LD definimos una caja centrada en la sección de cueva en la que el paso entre nodos será constante e igual a $dx=dz=0.5$ m.
2. Fuera de la caja, el paso entre nodos será monótono creciente, de forma que aumentaremos la dimensión física del modelo sin variar el número de nodos. Esto aleja la sección de estudio de los bordes aislados del modelo, a costa de reducir la resolución y calidad del modelo fuera de la caja.
3. Resolvemos el modelo HD limitado a la una región particular dentro de la caja de paso constante y con condiciones de contorno definidas por los perfiles térmicos obtenidos en LD para los límites de la región

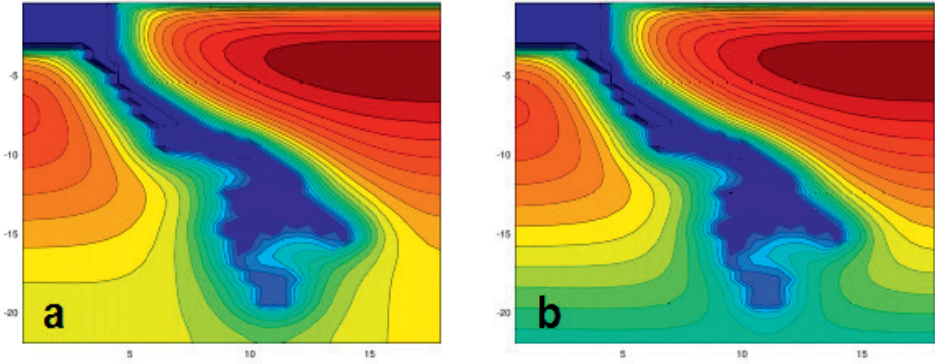


Figura 6.43: Comparación de soluciones del modelo LD en función de las condiciones límite: (a) Temperatura inicial $T_{00}=10^{\circ}\text{C}$, $C_U=0.0$, $C_{TH}=0.0$ y $C_K=0.0$ y límites de contorno no aislados; (b) Solución LD con $T_{00}=10^{\circ}\text{C}$, $C_U=0.0$, $C_{TH}=0.0$ y $C_K=0.0$ y con límites de contorno aislados.

Sean (x,z) las coordenadas de un nodo de la malla. Definimos dos valores de corte para z , $cuthzo$ y $cutlzo$, y dos valores de corte para x , $cuthxo$ y $cutlzo$ tal que nuestra sección de cueva se sitúa dentro de la caja de paso constante $\{(cutlzo, cuthzo), (cuthxo, cuthzo), (cutlzo, cutlzo), (cuthxo, cutlzo)\}$. Si $dref$ es el paso entre nodos dentro de dicha caja, sean $f+$ una función monótona y creciente, y $f-$ una función monótona y decreciente. Definimos el paso dz entre nodos de la malla mediante la función siguiente:

$$\begin{aligned} cuthzo < z < cutlzo, dz &= dzref \\ z \leq cuthzo, dz &= f-(z, dzref) \\ z \geq cutlzo, dz &= f+(z, dzref) \end{aligned} \quad (6.48)$$

dónde $f+$ y $f-$:

$$\begin{aligned} f+(z, dzref) &= dz(z-1) + \text{deltaz}, z \geq cutlzo \\ f-(z, dzref) &= dz(z+1) + \text{deltaz}, z \leq cuthzo \end{aligned} \quad (6.49)$$

Igualmente definimos el paso dx entre nodos de la malla:

$$\begin{aligned} cuthxo < x < cutlzo, dx &= dxref \\ x \leq cuthxo, dx &= f-(x, dxref) \\ x \geq cutlzo, dx &= f+(x, dxref) \end{aligned} \quad (6.50)$$

dónde f^+ y f^- :

$$\begin{aligned} f^+(x, dx_{ref}) &= dx(x-1) + \Delta T_{x, x \geq cutlx} \\ f^-(x, dx_{ref}) &= dx(x+1) + \Delta T_{x, x \leq cuthx} \end{aligned} \quad (6.51)$$

Con estas definiciones de $dx(x)$ y $dz(z)$, buscamos incrementar el paso entre nodos de la malla a medida de que nos alejamos de la zona de estudio.

Por otro lado hasta ahora se ha asumido que los límites son aislados, y que por tanto, en dicho límite no hay transferencia de calor fuera de la sección. Situación que no es real. En el eje Z cabe plantearse dos alternativas:

- Si z_{max} es muy grande, podemos asumir un límite isoterma de temperatura T_m constante en el tiempo (ATECYR & IDAE, 2010), puesto que a partir de una cierta profundidad las oscilaciones térmicas que afectan a la superficie se atenúan y a penas producen variaciones en el interior del macizo.
- Si hay dudas sobre la dinámica de $T(z, t)$ en z_{max} , podemos asumir una temperatura variable para dicho límite de acuerdo con la ecuación de KUSUDA & ACHENBACH (1965):

$$T(z, t) = T_m - A_s \cdot \exp(-z \cdot \sqrt{\pi/365/\alpha}) \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot (t - t_0 - z \cdot \sqrt{(365/\pi/\alpha)/2})/365) \quad (6.52)$$

dónde T_m la temperatura anual media del suelo en °C a una profundidad dónde no son perceptibles las variaciones de temperatura, A_s es la oscilación térmica anual superficial en °C, t es el tiempo en días, t_0 es el desfase inicial en días, z es la profundidad en metros y α es la difusividad térmica del suelo en $m^2/día$.

Si transformamos la dimensión z de metros a coordenadas node en nuestra malla de nodos, la ecuación (6.52) se escribe como:

$$T(z, t) = T_m - A_s \cdot \exp(-z \cdot dz(z) \cdot \sqrt{\pi/365/\alpha}) \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot (t - t_0 - z \cdot dz(z) \cdot \sqrt{(365/\pi/\alpha)/2})/365) \quad (6.53)$$

La temperatura media del terreno (T_m) se puede asumir como constante hasta profundidades de 100 metros (ATECYR & IDAE, 2010).

El desfase en días (t_0) se refiere al desplazamiento temporal de la temperatura superficial con la profundidad; un valor típico de este parámetro es 35 ± 10 días (análisis de Kusuda) (ATECYR & IDAE, 2010).

El valor de la oscilación anual (A_s) depende de la localización, del tipo de suelo y del contenido en agua. Tomamos como valor la semiamplitud de $T_{gdm}(t)$:

$$A_s = (\max(T_{gdm}(t)) + \min(T_{gdm}(t)))/2 \quad (6.54)$$

En base a los históricos de la estación de Enteza que hemos tomado como referencia, resulta $A_s = 16.3859^\circ C$. Asumimos $t_0 = 35$ días. Consideramos límites aislados en X, pero inicializamos las condiciones de contorno de acuerdo con el gradiente definido por la ecuación (6.53) para $t=0$, esto es $T(z, 0)$. Consideramos límite isoterma en Z dado por $T(z_{max}, t)$ de acuerdo con la ecuación (6.53).

Por otro lado definimos los cuatro valores que determinan los extremos de la región de estudio dentro de la caja de paso constante: $cutlx > cutlx_0$, $cuthx < cuthx_0$, $cutlz > cutlz_0$ y $cuthz < cuthz_0$. El ensamblado de los modelos LD y HD deberá hacerse según las series:

$$\begin{aligned}
 hst(x_{LD},t)[cuthz] &= T_{LD}(x_{LD},cuthz_{(LD)})(t) \\
 hst(x_{LD},t)[cutlz] &= T_{LD}(x_{LD},cutlz_{(LD)})(t) \\
 hst(z_{LD},t)[cuthx] &= T_{LD}(cuthx_{(LD)},z_{LD})(t) \\
 hst(z_{LD},t)[cutlx] &= T_{LD}(cutlx_{(LD)},z_{LD})(t)
 \end{aligned}
 \tag{6.55}$$

La figura 6.45 muestra dos instantáneas de la simulación del modelo LD en las que se han remarcado las ventanas de ensamblado.

Como calibración del modelo se han tomado como referencia los muestreos puntuales efectuados dentro de la cavidad, con lecturas termográficas (cámara termográfica y termómetro de infrarrojos) de las superficies (techo, paredes y suelo) en las proximidades de la estación TA.

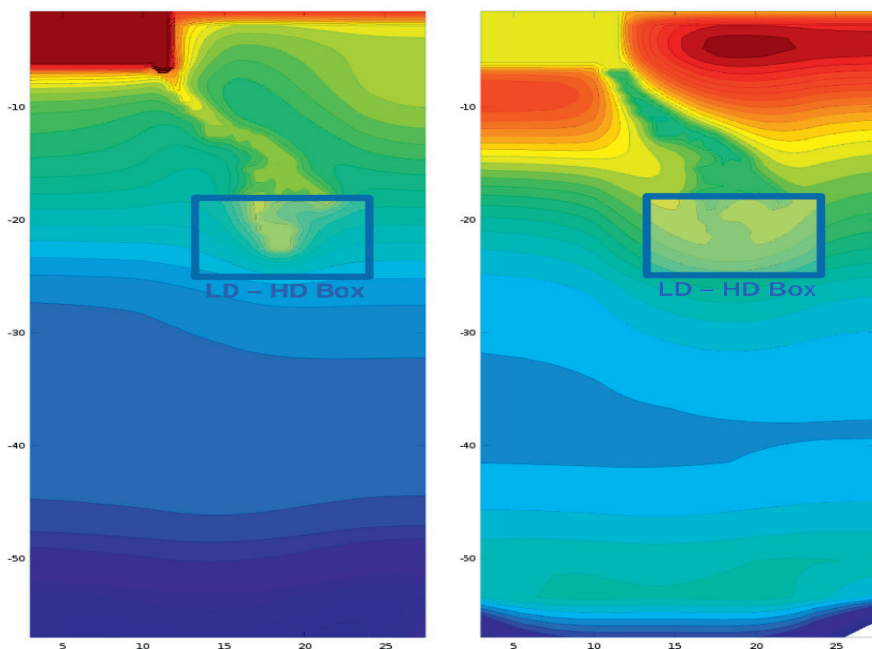


Figura 6.44: Dos instantáneas del modelo LD con límites aislados en X e isoterma inferior dada por $T(z_{max},t)$ s/ecuación de Kusuda & Achenbach. Se han tomado $T_m=14\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $T_o=T_m+normal(0,10)$. Los pasos entre nodos son $dx=dz=0.5\text{ m}$. Y la caja de paso constante está definida por $cuthxo=5\text{ node}$; $cutlxo=32\text{ node}$; $cuthzo=5\text{ node}$; $cutlzo=45\text{ node}$; los incrementos de paso entre nodos son $\delta x=0.5\text{ m}$ y $\delta z=0.2\text{ m}$. Los fotogramas no incluye producción radiogénica. Dentro de la caja de paso constante concretamos la región de estudio $cutxl=17$, $cutxh=27$, $cutzl=34$, $cuthz=41$.

Si asumimos la premisa de que la temperatura media del suelo se aproxima a la SAT anual del aire en superficie (ATECYR & IDAE, 2010), podríamos tomar como referencia $T_m=13,78\text{ }^{\circ}\text{C}$, valor medio obtenido sobre 564 muestras de la temperatura del aire a $+0,1\text{ m}$, para la estación agrometeorológica de Tui.

Se han obtenido mejores resultados, aunque con poca influencia, para $T_m=15\text{ }^{\circ}\text{C}$. En el modelo TE/TA por submodelos en paralelo, sin considerar el calor radiogénico, las mediciones termográficas muestran unas temperaturas medias en la sección de $11.36\text{--}11.8\text{ }^{\circ}\text{C}$,

mientras el modelo predice, para las mismas fechas, unas temperaturas medias de 10.59 a 10.81 °C.

6.8.2.5. Modelo final: Condensación preferente y bioespeleotemas

Se resuelve la ecuación de Fourier incorporando las estrategias de control de efecto de los bordes, incluyendo además calor radiogénico. Para $T_m=15^{\circ}\text{C}$, el modelo predice en los puntos de control unas temperaturas medias superficiales en cueva de 10.60 a 10.82 °C cuando las registradas eran de 11.36 y 11.8°C. La figura 6.45 muestra los fotogramas LD-HD obtenidos, y el mapa térmico de la interfase roca-aire en la sección de estudio.

La figura 6.46.a muestra las gráficas de Preferencia(t)[TIPO]. Nuevamente se observa que NO todos los volúmenes elementales del contorno de la cueva presentan el mismo comportamiento:

- Los eventos de mayor intensidad se producen simultáneamente en prácticamente todas las superficies, coincidiendo con los períodos más fríos, y con este orden de preferencia: techo y pared inclinada (R), techos inclinados (nodos extraplomados) L, techos inclinados (nodos extraplomados) R, pared inclinada (R), pared derecha (R), pared izquierda (L), y pared inclinada (L).
- Las paredes del lado (L) situadas al Este, posiblemente debido a la influencia de la chimenea estructural que asciende hacia la superficie, constituye un área menos preferente de condensación. Las condensaciones ocurrirían más fácilmente en superficies extraplomadas que en paredes verticales.
- En períodos cálidos la preferencia se limita a pared (R) y superficies inclinadas también en (R), y que serían las superficies más cerradas y menos expuestas a la circulación vertical asociada a la chimenea.
- Los espeleotemas se concentran en el lado derecho, asociados con nodos que en la sección de estudio se han identificado con nodos tipo superficie extraplomada. Esto sugiere que la diferente distribución de espeleotemas y bioespeleotemas en estos techos y superficies podría derivar de esas diferentes intensidad y ocurrencia en la condensación, resultando así que las zonas que potencialmente presentan mayor preferencia de condensación, son también en las que se producen los mayores depósitos. Cabe considerar además la posibilidad de que el agua que contribuye a las fases de desarrollo de estos conjuntos de bioespeleotemas provenga en parte del aire de la cavidad.

Complementariamente se ha aplicado un offset al mapa térmico de 0.2°C y 0.4°C, por ver cómo varía el mapa de preferencias. Ver figura 4.46.b y 4.46c. Estos factores modifican las distribuciones anteriores acusando más las diferencias ya señaladas. En ambos casos los puntos de control aproximan sus valores a 10.99 y 11.21°C, más próximos a los valores de referencia.

Destacar la oscilación de la preferencia (R) en paredes y superficies (R) inclinadas. Esta oscilación muestra una atenuación progresiva de la preferencia (y condensación) a media que nos aproximamos al máximo térmico del año, sugiriendo posibles secuencias de humectación/desecación de las superficies.

6.9. Extensión de los modelos en el tiempo

El disponer del modelo dinámico de un sistema, permite ensayar su comportamiento frente a diversas series temporales actuando de estímulos. Asumiendo la invariabilidad del

sistema, esto es, que la dinámica del sistema se mantiene constante a lo largo del tiempo, podremos usar series temporales de paleoregistros climáticos para alimentar el sistema dinámico.

El objetivo es tratar de averiguar cuan estable es la temperatura en el sistema en periodos muy largos de tiempo, así como ver la distribución vertical de la temperatura y su posible relación con eventos identificados en las cavidades.

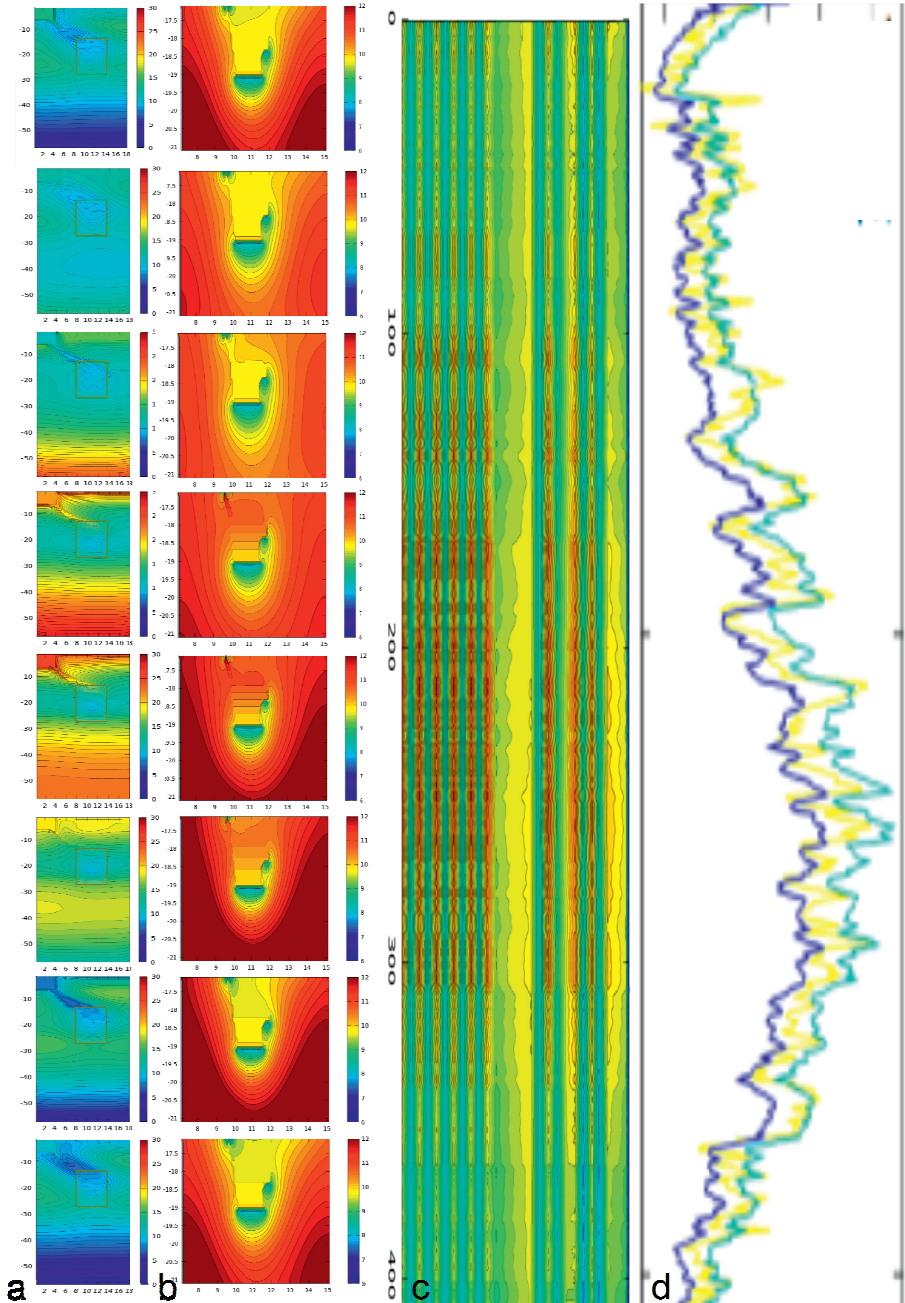


Figura 6.45: Fotogramas obtenidos cada 50 DOY para los modelos LD (a), HD (b). La temperatura de los nodos que forman el contorno de la cueva se registra en un *array* temporal (c). Las temperaturas $T_{adm}(t)$, $T_{gdm}(t)$ y $The(t)$ se muestran como referencia en (d). Se ha usado el modelo térmico con submodelos TA/TE en paralelo. En (b) se ha concentrado el rango de color en los valores presentes en la cueva para destacar las isotermas dentro de la cueva, esto produce saturación de color (color uniforme) en el macizo para $T > 12^{\circ}\text{C}$.

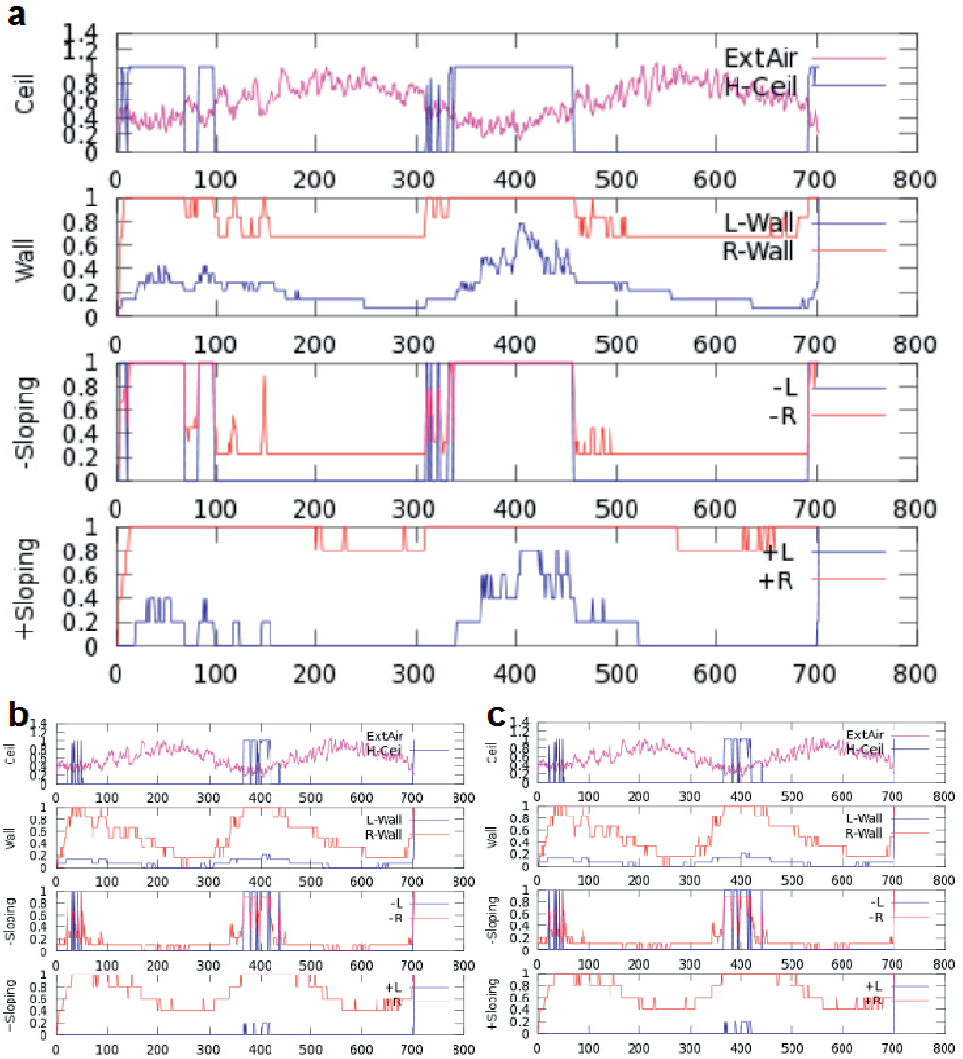


Figura 6.46: Gráficas de $Preferencia(t)[TIPO](t)$, para $T_m = 15\text{ }^{\circ}\text{C}$, $C_U=7.7$, $C_{TH}=18.5$ y $C_K=7.9$, dentro de la región HD $\{cutxl=17, cutxh=27, cutzl=34, cutzh=41\}$: (a) Curvas de preferencia para el modelo TE/TA por submodelos paralelos; se han efectuado pruebas de sensibilidad mediante la adición de un *offset* de $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ al mapa térmico de ensayo (b) y de $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (c). En las tres gráficas inferiores de cada grupo, en azul se representa la *Preferencia* para el lado izquierdo de la galería, y en rojo para el lado derecho. Como referencia climática temporal se ha superpuesto $T_{adm}(t)/\max(T_{adm})$ sobre la primera gráfica. De arriba a abajo, en cada grupo, las gráficas representan *Preferencia(t)* para techo, paredes, superficies extraplomadas, y paredes inclinadas.

Esta parte del estudio se centrará en el sistema de A Trapa debido a que haremos uso de paleoregistros y modelos de temperatura unidimensionales. Además puede asumirse la invariabilidad de la dinámica en el tiempo a corto plazo dado que no hay indicadores de colapso o movimientos de bloques recientes.

6.9.1. Serie histórica AEMET (La Coruña) para el período 1882-2005

El AEMET dispone de registros centenarios de estaciones meteorológicas distribuidas por la Península. En Galicia la estación se localiza en A Coruña, localizada en longitud 8° 25'10"W y latitud 43° 22'02"N en cota 67 m. Los registros son de temperaturas diarias medias, lo que supone una serie continua de aproximadamente 54.000 registros.

La distribución de temperaturas varía con la latitud y con la altitud. Ello requiere el calibrar la serie del AEMET a la localización de la estación MeteoGalicia de Areas (Tui) que es con respecto a la que hemos efectuado la identificación del sistema. La estación de Areas inició su registro en junio de 2007 por lo que ambas estaciones no tienen registros superpuestos. Para efectuar el acoplamiento entre ambas series se ha optado por comparar las series térmicas de Areas con las de una estación MeteoGalicia situada en A Coruña, y que disponga de registros coincidentes en el tiempo con la de Areas. Se ha seleccionado como estación de referencia la de A Coruña – Dique, situada en longitud 8,37°W, latitud 43,37°N y cota 5 m. Esta estación presenta registros desde noviembre de 2007. El histograma construido sobre la diferencia de ambas series resulta simétrico, estrecho, y centrado prácticamente en el cero. Se han ensayado varios mapas basados en FGNN que no han aportado un mejor histograma en la calibración entre series, por lo que finalmente se ha decidido el usar como estímulo directamente al histórico de A Coruña.

El procesamiento de la serie de AEMET da lugar a un serie térmica de más de 46.000 registros. La serie se ha ensayado sobre el modelo construido en 6.2.6.7. Las distintas soluciones óptimas presentan diferencias en cuando a los histogramas de error de la temperatura superficial estimada y la temperatura media de cueva. Se han adoptado dos soluciones: Una tomando la solución del frente de Pareto óptimo en la iteración 10000, con menos distancia al error cero; una segunda como promedio de las tres mejores soluciones. Los resultados se muestran en la figura 6.47.

Calculamos la XWT de Tadm con la Tcdm pronosticada con el objeto de evaluar el desfase entre las series. La gráfica 6.48 muestra el escalograma de XWT. Se aprecia una importante área de potencia común significativa indicativo de la componente armónica anual.

Partiendo de la transformada XWT de las series, la contribución relativa a la energía total contenida por la señal a una escala a específica está dada por la distribución de energía dependiente de la escala (ADDISON, 2002):

$$E(a) = Cg^{-1} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} |T(a,b)|^2 db \quad (6.56)$$

dónde $|T(a,b)|^2$ es la función bidimensional de densidad de energía de la transformada de ondícula, siendo a la escala y b la localización, y Cg es la constante de admisibilidad de la ondícula madre utilizada. Picos en E(a) destacarán las escalas energéticamente dominantes dentro de la señal, patrón que usaremos como huella de la serie. El desfase temporal se obtiene por conversión a tiempo de la fase relativa entre las series:

$$\text{Timelag}(a) = \text{meantheta}(a) \cdot a / 2 / \pi \quad (6.57)$$

dónde $\text{meantheta}(a)$ es el ángulo circular medio en la escala a.

La figura 6.48 representa E(a) y la curva de desfase temporal entre las series Tadm y Tcdm obtenida a partir del modelo 6.2.6.7, submodelos Tgdm/Tcdm en paralelo, por periodo en las zonas de potencia común significativa situadas fuera del COI. Se obtiene un valor muy significativo de E(a) en $\log_2(\text{Period})=8.5469$, que se corresponde con un período armónico de 374 días. El desfase temporal entre las series (timelag) correspondiente a ese pico es de 2.4751 días (DOY).

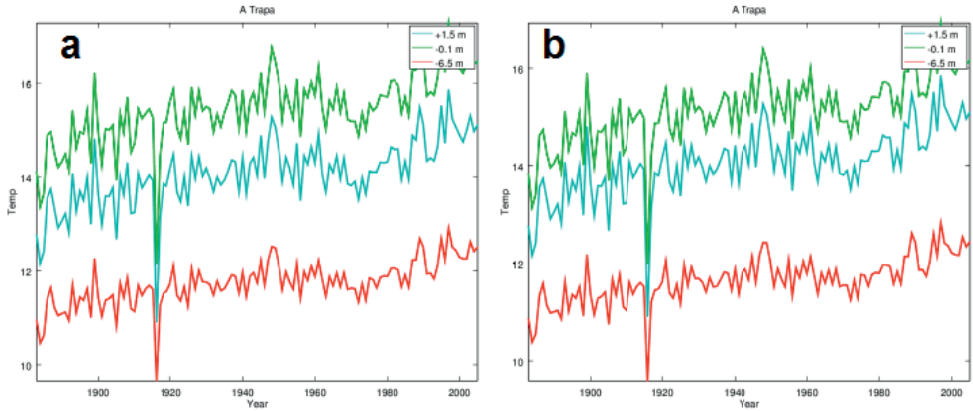


Figura 6.47: Curvas de temperatura media anual en el sistema de *A Trapa* para el período 1882-2005. Se han ensayado dos soluciones diferentes: (a) Solución compuesta como promedio de las tres mejores soluciones; (b) solución obtenida a partir del óptimo de Pareto con menor distancia al 0. La serie que se ve modificada en uno u otro caso es la estimación de T_{gdm} . La brusca caída en las series deriva del transitorio provocado por una rotura en el registro de T_{adm} .

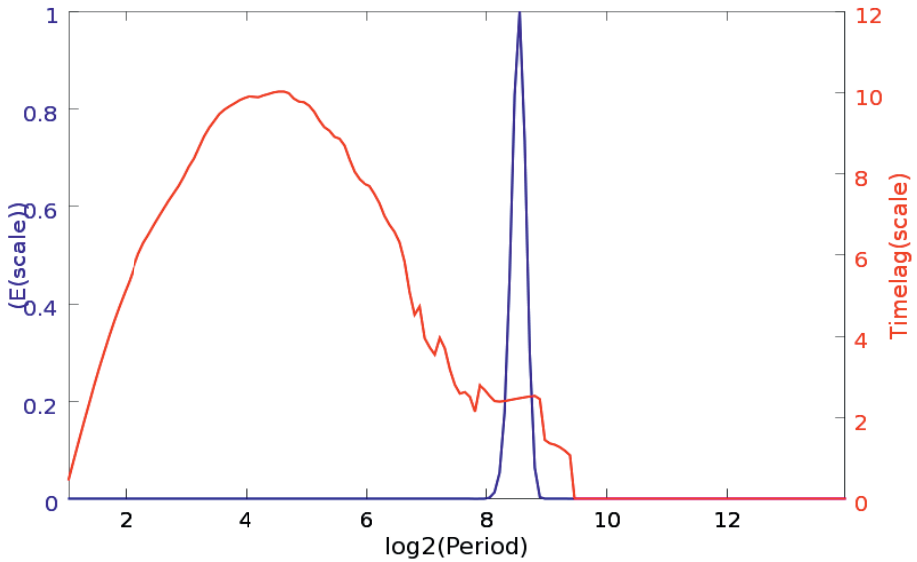


Figura 6.48: Distribución de la energía espectral : Contribución relativa al espectro por escala y fase media por escala, $E(a)$ de XWT de T_{adm} y T_{cdm} , representada por $\log_2(E(a))$ para cada escala a . La fase se ha transformado en desfase temporal (*timelag*) en DOYs por escala. El máximo de $E(a)$ se alcanza en $\log_2(Period) = 8.5469$, que se corresponde con una oscilación de 374 días, y cuyo desfase medio de T_{cdm} con respecto a T_{adm} sería aproximadamente de 2.47 días.

Se ha efectuado una prueba sobre el modelo 6.2.6.6, submodelos en cascada $T_{adm} \rightarrow T_{gdm} \rightarrow T_{PAL} \rightarrow T_{TL} \rightarrow T_{PIG}$, para T_{adm}/T_{PIG} , obteniéndose un resultado similar, significativo de $E(a)$ en $\log_2(\text{Period})=8.5058$, que se corresponde con un período armónico de 364 días. El desfase temporal entre las series (timelag) correspondiente a ese pico es de 2.9215 días (DOY).

6.9.2. Reconstrucción térmica 5-2000 yrB2k

En este apartado se pretende proyectar la dinámica implícita al modelo de A Trapa obtenida como series de temperatura anual media para el periodo [1882-2005] en un período de tiempo más extenso. Se asume la invariabilidad de la dinámica de la cueva con el objeto de estimar las variaciones máximas de temperatura en el nivel PIG, el más profundo, así como la confortabilidad de la cavidad en distintos períodos. Se hace uso del modelo en cascada.

La reconstrucción hará uso, como estímulo, las series siguientes:

- Reconstrucción térmica basada en $\delta^{18}\text{O}$, en alta resolución, NGRIP DYE-3 (High resolution scale isotope data, KAUFMAN et al., 2009: File Kaufman_etal_2009_data_29sep2009.xls) para el periodo 5-2000 yrB2k.
- Reconstrucción de temperatura en 4000 años, basado en $\delta^{13}\text{C}$, (MARTÍN-CHIVELET, J., M.B. MUÑOZ-GARCÍA, R.L. EDWARDS, M.J. TURRERO, AND A.I. ORTEGA. 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. Global and Planetary Change, Vol. 77, Issues 1-2, May 2011, pp. 1-12. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.02.002.

ONLINE RESOURCE : <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/12194>

Se plantea construir el modelo dinámico:

$$T_{PIG}(t) = \text{FGNN}([\delta^{18}\text{O} \ \delta^{13}\text{C}](t) \dots [\delta^{18}\text{O} \ \delta^{13}\text{C}](t-q+1); T_{PIG}(t-1) \dots T_{PIG}(t-p-1)) \quad (6.58)$$

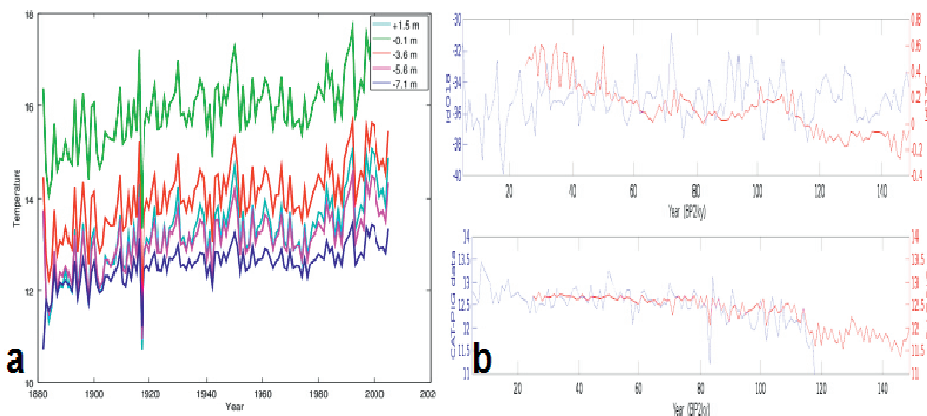


Figura 6.49: (a) Curvas anuales medias obtenidas por el modelo en cascada para A Trapa; (b) Arriba, representación de las series $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el subdominio temporal cubierto por la serie de temperatura anual media. Abajo en azul temperatura del nivel PIG (cota -7.1 m) y en rojo el pronóstico producido por el neuromeodelo tras 10.000 iteraciones. La optimización de parámetros se a efectuado con un algoritmo GESA.

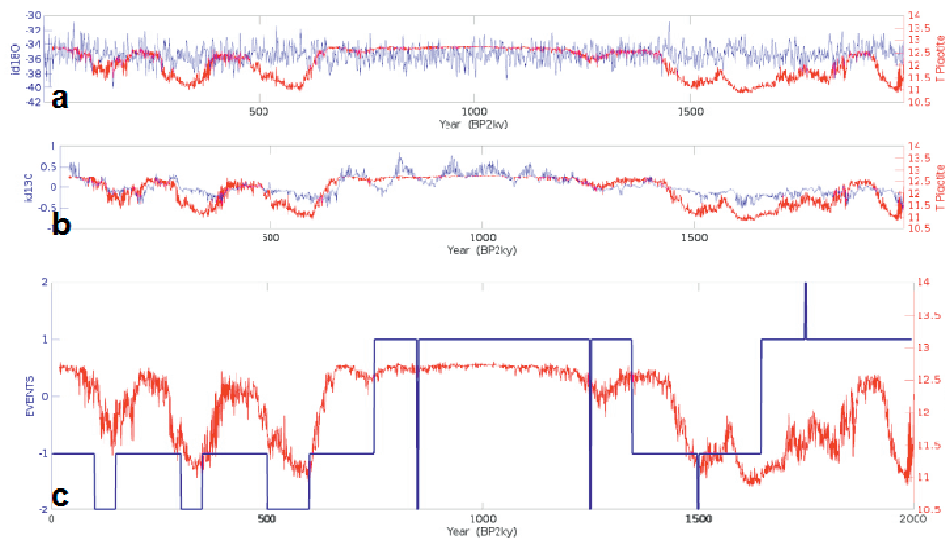


Figura 6.50: Respuesta obtenida con la FGNN (PIG) al estimarla con las series $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para el periodo 5-2000 yr B2k. En (a) y (b), en azul, se han representado cada una de las series estímulo como referencia $\delta^{18}\text{O}$ (a) y $\delta^{13}\text{C}$ (b), y se ha superpuesto el pronóstico obtenido. En (c) superposición del pronóstico con la serie de eventos climáticos aproximados, citados por Martín-Chivelet, et al. (2011) para el periodo 5-4000 yr B2k. Los máximos térmicos se representan como +2. Los periodos cálidos como +1. Los periodos fríos como -1. Y los mínimos térmicos como -2. La amplitud térmica pronosticada es de 2°C . Las grandes variaciones en el pronóstico aproxima la secuencia de eventos climáticos.

Como zona de entrenamiento de la FGNN se usa el subdominio temporal común a las tres series implicadas. La figura 6.49 muestra el pronóstico de una FGNN con una profundidad de memoria de 10 años para los estímulos y de 2 años para el estado, con 5 neuronas en la primera capa oculta y 3 en la segunda capa oculta. La red está constituida por 191 parámetros. La configuración ha sido estimada por ensayos parciales de las series de estímulo.

Usando como estímulo las series disponibles para el dominio 5-2000 yr B2k la red FGNN nos devuelve la serie representada en la figura 6.50. La curva obtenida es la respuesta de la FGNN frente al estímulo $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ que se entrenó con el tramo de CAT-PIG disponible. No disponemos de valores locales que permitan una calibración o contraste de la predicción de nuestro modelo. Sin embargo en la figura 6.53.c se compara nuestra predicción con la reconstrucción climática propuesta en MARTÍN-CHIVELET et al.(2011). Se puede apreciar como la respuesta presenta ciertas coherencias con los eventos climáticos identificados.

6.10. Dinámica de altas frecuencias: Análisis de las series horarias

En los apartados precedentes hemos analizado y estudiado la dinámica térmica de varias cuevas en granito partiendo de series temporales diarias medias. Se ha trabajado con $\tau=24$ h para poder usar como estímulo del sistema los registros de las estaciones meteorológicas y agrometeorológicas situadas en las proximidades de las cavidades. Los resultados muestran que estas series diarias son sincrónicas o cuasi-sincrónicas.

Para estudiar que ocurre dentro de un día recurrimos a los registros de datos horarios, con una base de tiempo $\tau=1$ h.

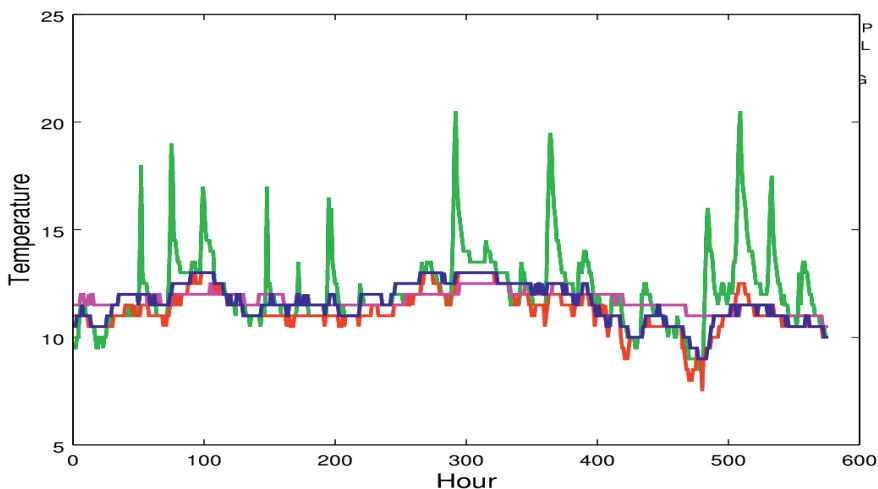


Figura 6.51: Muestra de registro del horario de *A Trapa*: Nivel SUP (verde), nivel PAL (rojo), nivel TL (magenta) y paleonivel PIG (azul).

6.10.1. Sistema de A Trapa

En el sistema de A Trapa se situó en noviembre de 2014 un registrador en superficie, en una visera rocosa para tratar de ver el acoplamiento entre las series diarias medias superficiales en la localización de la cueva, con los valores registrados en las estaciones de Aloia y Areas en Tui. El sensor desapareció apenas un mes después de su puesta en marcha y solamente se disponen de los datos correspondientes a 8 días en el tránsito de noviembre a diciembre de 2004. Ver figura 6.51: Aparentemente las series subterráneas horarias presentan atenuación con respecto a superficie, y existe una oscilación relativamente sincrónica entre ellas.

Vamos a determinar la distribución $E(a)$ (ecuación 6.56), contribución energética por escala, para cuatro fragmentos de 250h de duración, tomadas del registro disponible, cada uno de ellos centrado en una estación del año. Picos en $E(a)$ destacarán las escalas energéticamente dominantes dentro de la señal, patrón que usaremos como huella de la serie. Las distribuciones de $E(a)$, construidas se han procesado sobre la energía significativa situada fuera del COI.

En la figura 6.52 podemos observar que:

- Las series PAL (roja) y PIG (azul) que se emplazan en cámaras relativamente abiertas presentan patrones de huella similares con picos de alta energía coincidentes aproximadamente en la escala 24 h en verano y otoño, y de 74 h en invierno. En primavera ambas series no presentan un pico definido si bien las escalas predominantes se sitúan entre las 24 y las 31 h.
- $E(a)$ alcanza sus valores más elevados en las estaciones más extremas (invierno y verano). La relación E_{PAL}/E_{PIG} varía de 3.109 (verano), 1.106 (otoño), 0,890 (invierno) y 3.089 (primavera). Esto nos indía que generalmente la señal más próxima a superficie presenta un mayor nivel de energía significativa, salvo en invierno.

- La serie TL se emplaza en una cámara más cerrada. Su escala predominante varía entre las 11 h y las 17 h, aunque en primavera su variación se acopla con las otras series en 29 h. El nivel energético significativo es muy bajo en comparación con otras series, lo que indica que es un nivel mucho más estable térmicamente.

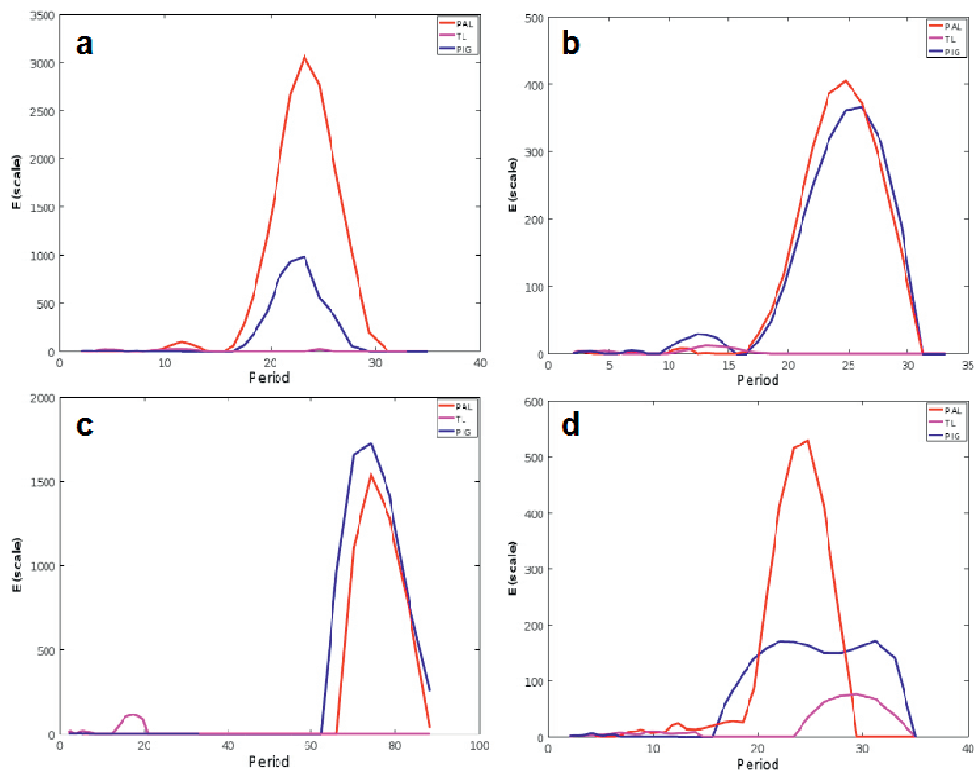


Figura 6.52: Sistema de *A Trapa*: Distribuciones $E(a)$ (energía significativa fuera del COI) para fragmentos de 250 h centrados en (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Los colores representan las estaciones T_{PAL} , rojo, cerca de superficie; T_{TL} magenta, profundidad media; y T_{PIG} azul, máxima profundidad.

Indicábamos al principio de este apartado que disponemos de un único fragmento de serie que tiene datos de superficie (estación SUP). Este fragmento se corresponde con el tránsito otoño-invierno. Podemos estudiar el acoplamiento de fase entre la series subterráneas y de superficie en las escalas que se han revelado como dominantes energéticamente. Así, si determinamos la XWT de la estación de referencia con las series horarias de los distintos niveles y paleoniveles de la cueva podemos determinar por un lado la distribución media de energía significativa por escala fuera del COI, y determinar además la fase media por escala. La serie utilizada es un registro de casi 600 horas por lo que XWT puede apreciar picos significativos en escalas mayores a las estudiadas previamente. Los períodos asociados a los picos principales de $E(a)$ y su desfase expresado en tiempo con respecto al SUP se resumen en la tabla 6.13.

XWT	Escala (h)	Desfase (Timelag) (h)
SUP-PIG	62.40 – 63.11	5.5 – 5.6
	23.37 – 24.75	5.44 – 5.64
	11.69 – 12.38	8.24 – 8.53
SUP-TL	22.06	6.96
	11.69 – 12.38	8.65 – 8.39
SUP-PAL	62.40 – 63.11	5.51 – 5.36
	23.37 – 24.75	-0.61 – 0.69
	11.7	3.67

Tabla 6.13: Periodos y desfases de los picos principales de las distribuciones E(a) obtenidas a partir de las XWT de los niveles PAL, TL y PIG con respecto a la serie superficial SUP. Se indica el intervalo dónde se produce el máximo debido a que el cálculo se efectúa en variable discreta.

Sobre estos datos puede observarse:

1. Las escalas dominantes son aproximadamente 12, 24 y 63 h
2. En la escala 24 h el nivel superior de cueva (PAL) es cuasi-síncrona con la estación exterior, con fase media cero, por lo que podría usarse este nivel, a esta escala, para ver los desfases en otros períodos. En esta misma escala los niveles medio y profundo presentan un retardo de 7 horas y de 5,5 horas. Esto nuevamente nos indica que el nivel TL es efectivamente un nivel “más cerrado” y que acusa menos las variaciones térmicas del aire de superficie.
3. Las series subterráneas presentan a las diferentes escalas un desfase positivo con respecto a la escala exterior, lo que indica que las series subterráneas copian y siguen las oscilaciones exteriores.
4. El nivel TL tienen una dinámica particular, con retardos mayores que el nivel más profundo. Esto podría ser la causa de los problemas de convergencia del submodelo TL→PIG en el proceso de identificación en cascada.

6.10.2. Sistema de A Furna

En el sistema de A Furna se situó en diciembre de 2014 un registrador en una de las bocas del nivel alto de la cavidad, en su vertiente norte, para tratar de ver por un lado el acoplamiento entre las series diarias medias superficiales de la cueva con las estaciones de Areas en Tui y Entenza en Salvatierra, y por otro lado el tener un punto en boca para efectuar el análisis horario.

Los registros de esta cueva abarcan un período muy amplio de tiempo, pero están muy fragmentados, lo que no permite seleccionar subseries continuas que permitan efectuar un análisis comparable con el de A Trapa. Repetimos el proceso de cálculo indicado en 6.10.1, tomando como referencia cuatro tramos del registro, correspondiente cada tramo a una de las estaciones verano, otoño, primavera e invierno. El registro válido más corto es de 130 horas, y los registros no se centran en su estación climática. Las gráficas obtenidas se incluyen en la figura 6.53. En verano no tenemos referencia exterior.

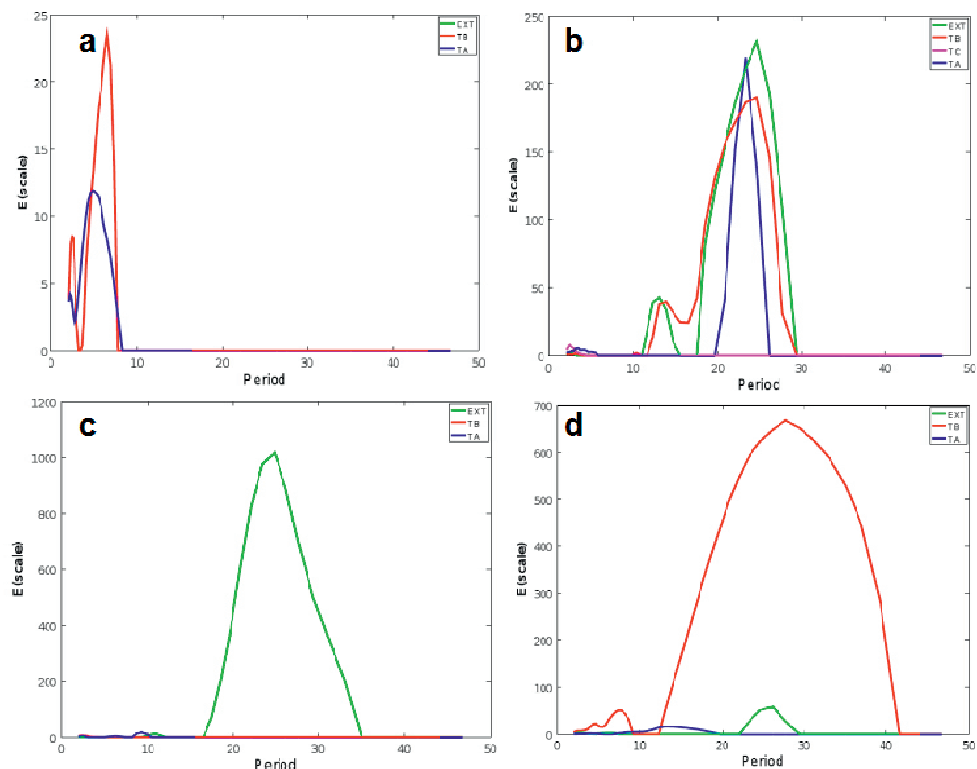


Figura 6.53: Sistema de *A Furna*: Distribuciones $E(a)$ (energía significativa fuera del COI) para fragmentos de 130 h centrados en (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Los colores representan las estaciones TE, verde, en superficie; TB, rojo, primera sala; TC magenta, sala intermedia; y TA azul, fondo de galería. No hay datos de TE en verano. La serie TC se registró solamente durante unos meses de otoño.

En verano e invierno podemos ver como las cambios en los registradores subterráneos se producen a escalas bajas y son oscilaciones de poca energía. Las grandes oscilaciones se producen en el exterior y la cueva se mantiene relativamente estable. Sin embargo en otoño y primavera existen picos de elevada energía en la escala de 24 horas. En primavera es significativa la energía en la primera sala.

6.11. Circulación subterránea de agua

A lo largo del curso subterráneo de A Trapa, concurren e interaccionan tres elementos: agua, aire y roca.

Se han realizado mediciones de temperatura y parámetros termohigrométricos en esta cueva siguiendo trayectorias definidas a lo largo del curso principal, comenzando en el sumidero y terminando en la surgencia. Las mediciones realizadas tienen por objeto evaluar cómo se modifican las temperaturas de los fluidos y de la roca a medida de que estos fluyen e interaccionan a través de la cavidad.

Se trata así de determinar un intercambiador de calor compuesto, para el que se presumen las siguientes interacciones:

- Intercambio de calor entre roca del techo (y paredes) con el aire.
- Intercambio de calor entre el aire y el agua, mediante flujos paralelos bien equicorriente o contracorriente.
- Intercambio de calor entre el agua y la roca o depósitos del suelo.

La figura 6.54 muestra y compara las distintas variables obtenidas en los muestreos puntuales, en verano, a lo largo del sistema: En tres gráficas superpuestas se comparan la temperatura del aire y su contenido en agua (g/m^3); la temperatura del agua (sonda de inmersión) y del aire (sonda de ambiente); y la temperatura del suelo (fuera del agua) y techo.

El contenido de agua se ha obtenido del diagrama psicométrico en base a la temperatura y la humedad relativa determinadas con un termo-higrómetro. Como medida de posición se utiliza el módulo del vector tridimensional de situación de la estación de medida referida al sumidero.

Ya se indicó en el apartado 6.2, al relacionar los factores con influencia potencial en la dinámica térmica que: “En verano (cuando el aire exterior es menos denso y más caliente que el del interior) se ha observado en el canal principal de A Trapa un flujo de aire descendente, paralelo al curso de agua, con aspiración de aire en la boca superior y salida de aire por la boca inferior, lo que es coherente con los modelos de termocirculación existentes”. Por tanto nos encontramos con un intercambiador de calor de flujos paralelos donde el fluido caliente sería el aire y el frío el agua. De las gráficas y de la geometría de la cavidad podemos observar:

- Los repuntes en la temperatura se corresponden con áreas de la cavidad que presentan chimeneas abiertas al exterior.
- La curva de contenido en agua muestra como la cavidad actúa de cámara de humectación aportando humedad al aire. Al mismo tiempo que el aire se humecta se enfría (enfriamiento adiabático). El agua procederá necesariamente del curso subterráneo o de la humedad conservada en los distintos depósitos.
- La temperatura del aire y del agua descienden a medida que ambos fluidos atraviesan el medio. No se disponen de datos sobre la velocidad relativa entre ambos fluidos.
- La temperatura del aire en el tramo final de la cavidad coincide con la temperatura de saturación a la presión reinante.
- La temperatura del techo desciende hasta alcanzar la dolina (Río Grande), donde el sistema empieza a presentar chimeneas y espacios abiertos al exterior. Además, a partir de la dolina, el espesor de la masa de bloques se reduce.
- Durante el tramo de enfriamiento continuo, las temperaturas del techo y del agua son siempre inferiores a la del aire, y a su vez, la temperatura del suelo es inferior a la temperatura del agua.

6.12. Confortabilidad y climatología subterránea

A lo largo del capítulo 6 de esta tesis hemos revisado y concretado la dinámica térmica y termohigrométrica en las distintas cavidades objeto de estudio. Esta dinámica nos dice cómo son las variaciones del aire de la cavidad. Interesa cerrar el capítulo analizando la confortabilidad de estos espacios subterráneos.

Confort es aquello que produce bienestar y comodidad (REAL ACADEMIA ESPAÑOLA, 2014).

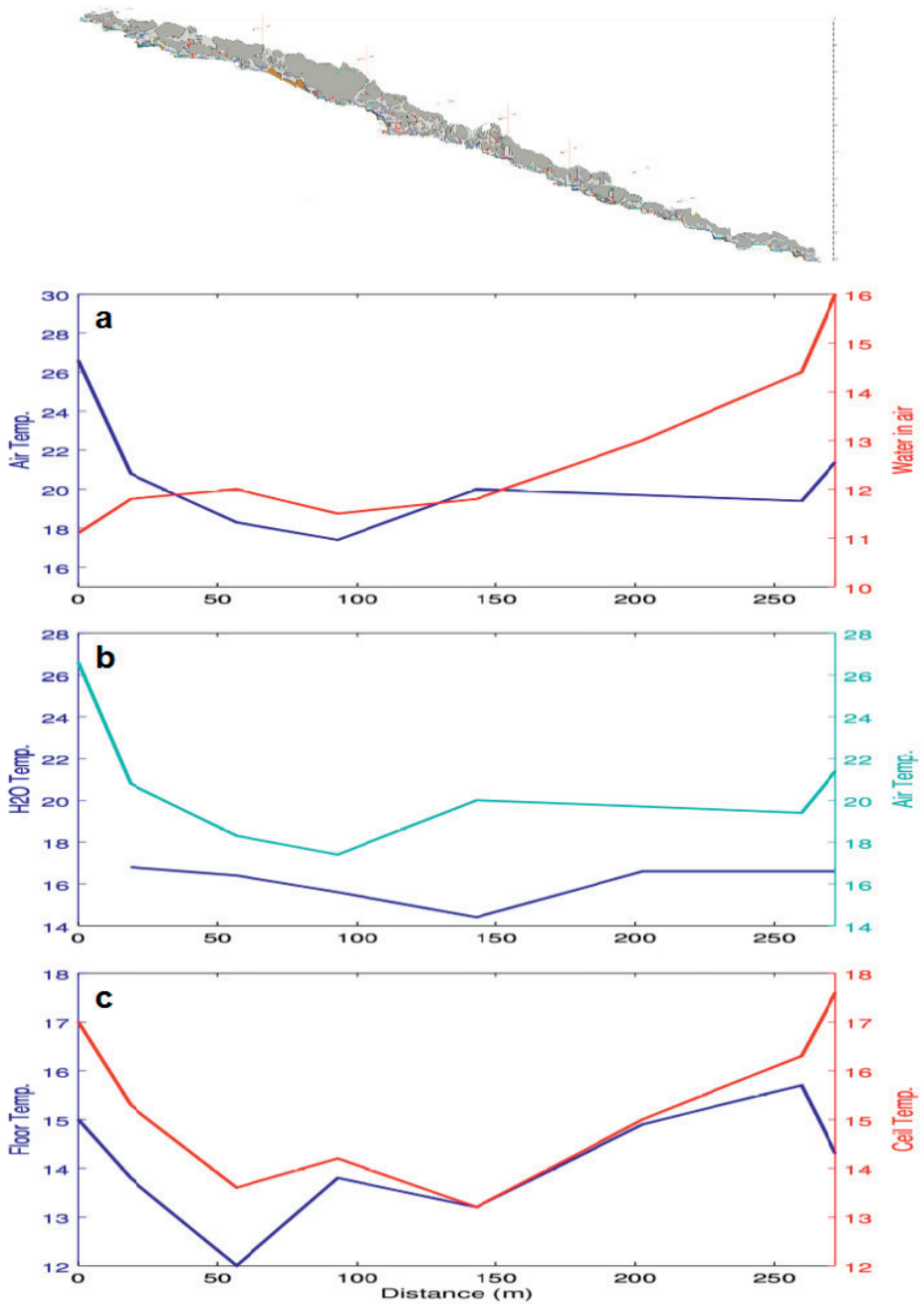


Figura 6.54: Sistema de *A Trapa*: Con referencia al perfil longitudinal de la cueva, tomando como distancia el módulo del vector de posición del punto de medida, referido al sumidero de la cavidad. Las tres gráficas comparan: (a) Evolución de la temperatura del aire y del contenido de humedad (g/m^3) a lo largo del sistema. (b) Temperatura del agua y temperatura del aire. (c) Temperatura del suelo y del techo en la estación de medida.

Un organismo debe mantenerse a una temperatura constante, para evitar enfriamientos o calentamientos, con este fin posee mecanismos de evacuación del calor residual que son los normales de intercambio de calor. Por confort higrotérmico se entiende la ausencia de malestar térmico, lo que implica que los mecanismos fisiológicos termorreguladores no tienen que intervenir. La ASHRAE (American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers), define el concepto de confort dentro de un espacio como “La condición mental que expresa satisfacción con el entorno térmico”.

Así, en cuanto al confort térmico, el hombre busca en su vivienda un micro-clima regular independiente de los cambios exteriores; la consecución de una sensación térmica de bienestar entre el cuerpo humano y el entorno inmediato depende de factores biológicos (como la temperatura de la epidermis o la susceptibilidad térmica) y de factores relacionados con el entorno (como la temperatura del aire o la humedad) (PIEDECAUSA, 2011).

No se han localizado trabajos que analicen la confortabilidad de las cuevas naturales como espacios de habitación subterráneos, aunque sí se han localizado algunas referencias sobre construcciones subterráneas usadas como espacios de habitación, trabajos en los que se incluyen algunas referencias a la confortabilidad. Así, PIEDRACUSA (2011:170) desarrolla su tesis doctoral sobre vivienda subterránea artificial e indica en su introducción: “.... De este modo, el punto de arranque se basa en el estudio del primer hábitat permanente utilizado por el hombre primitivo, la cueva. Un elemento natural donde se encontraba protección de la lluvia o del frío en invierno, del sol o el calor en verano, sirviendo incluso de protección frente a agresiones de animales salvajes o de otras tribus”. Sobre las cuevas-vivienda artificiales señala:

- La vivienda excavada desarrolla un método constructivo de unidades autónomas normalmente independientes que generan una arquitectura pesada derivada de la sustracción, apoyada en muros de gran espesor para dar estabilidad y proporcionar aislamiento al conjunto. La inercia térmica de sus paredes y techos hace que los máximos y mínimos térmicos interiores presenten varios meses de retraso respecto a la temperatura exterior, manteniéndose constantes y sin grandes fluctuaciones.
- Debido a que las diferencias diarias de la temperatura en el terreno disminuyen con la profundidad, a partir de una excavación determinada se plantea una variación casi inexistente. A este respecto, en palabras de ARANDA (2003) : “[...] puede afirmarse que las oscilaciones diurnas de la temperatura no afectan a la temperatura interna del subsuelo por debajo de medio metro, ni a las anuales por debajo de los siete metros.”

En la misma línea SANCHEZ et al. (2011), señala “... En cuanto a la tecnología del hábitat subterráneo y a pesar de las evidentes ventajas de confort térmico existen diversas limitaciones relacionadas con su uso, construcción y mantenimiento. Resolver la cuestión higrométrica es uno de los inconvenientes debido a las dificultades para ventilar este tipo de espacios y eliminar la humedad natural del terreno. ”

6.12.1 Confortabilidad de A Furna

La figura 6.55 muestra sobre el diagrama psicométrico los recorridos límite definidos por los valores horarios extremos de las temperaturas seca y de saturación, así como la humedad relativa del aire registradas en la cavidad. Se ha representado por nivel, de boca (TE) a fondo de galería (TA). Sobre el diagrama se ha señalado también los valores diarios medios de temperatura ambiental exterior (Tadm, verde) y del suelo (-0.1 m, Tgdm, cian).

En la actualidad la cavidad presenta habitación de quirópteros centrada principalmente en TC, cámara amplia desplazada lateralmente con respecto al eje TA-TB, y que como puede

verse en la gráfica es el espacio que presenta un menor recorrido térmico (temperatura húmeda) manteniendo todo el año unos niveles de saturación muy altos. Durante los años de registro termohigrométrico se han localizado colonias de quirópteros en un techo extraplomado situado a medio recorrido entre TB y TC, y también entre TC y TA.

Los materiales arqueológicos observados en la cavidad (azuelas pulimentadas, cerámicas, ...) asimiladas a períodos Neolítico-Bronce y Edad Media, se localizan en la zona de intersección de las galerías entre TA y TC, aunque algunos de estos materiales podrían proceder de niveles más altos.

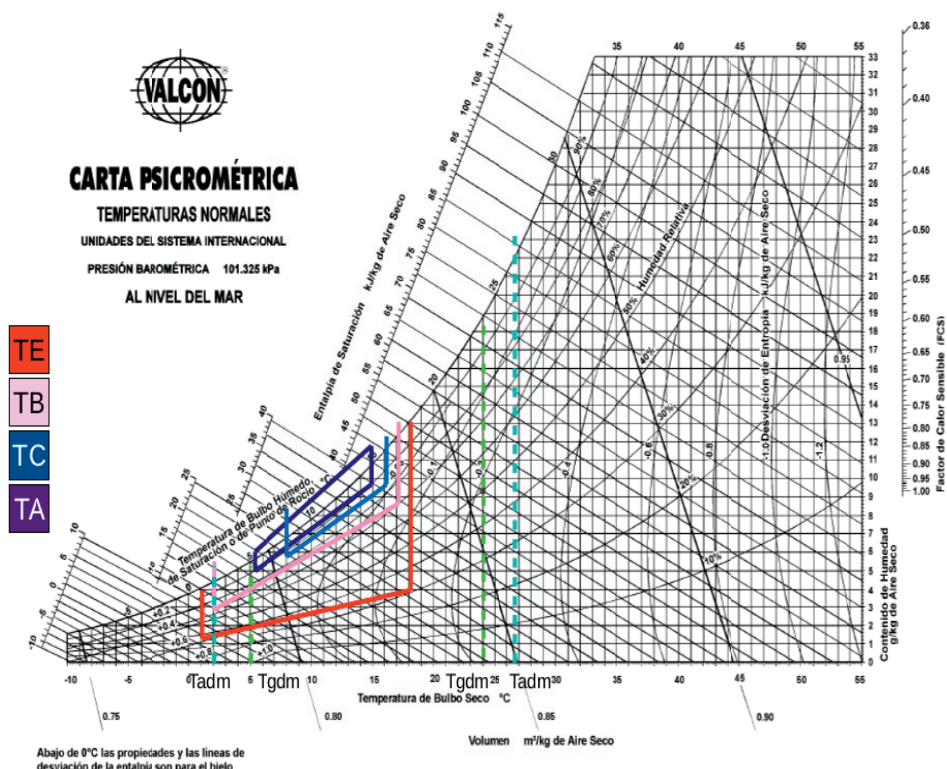


Figura 6.55: Sistema de A Furna: Recorridos límite definidos por los valores horarios extremos de las temperaturas seca y de saturación, así como la humedad relativa del aire registradas en la cavidad. Boca de cueva TE en rojo; primera sala TB; zona intermedia TC y fondo de galería TA. Sobre el diagrama se ha señalado también los valores diarios medios de temperatura ambiental exterior T_{adm} en verde, y del suelo a -0.1 m, T_{gdm} , en cian.

Los principales depósitos de bioespeleotemas también se sitúan en la galería principal, entre TA y TC. Son zonas que presentan permanentemente un aire próximo a valores de saturación y con una temperatura ambiental de entre 4 y 6 °C por encima de la temperatura mínima diaria media del aire exterior, y entre 11 y 12 °C por debajo de la máxima temperatura diaria media del aire exterior. Estos valores, sin constituir un ambiente de confort, con respecto a los estándares actuales, presuponen un ambiente mucho más confortable que el presente en el exterior de la cavidad, principalmente en la estación estival. Además a diferencia de una cavidad kárstica, el techo en esta cueva está formado por bloques de diverso tamaño, lo que facilitaría la entrada de agua procedente de escorrentía superficial y esto

podría dificultar el aprovechamiento del espacio como lugar habitacional permanente. Destacar que las zonas TA y TC son espacios relativamente amplios y con bloques que forman un techo semi-continuo. Ver figura 6.5. Otro factor a tener en cuenta es la presencia de manantiales subterráneos en la zona de TA durante el invierno.

6.12.2 Confortabilidad de A Trapa

La figura 6.56 muestra sobre el diagrama psicrométrico los recorridos límite definidos por los valores horarios extremos de las temperaturas seca y de la humedad relativa del aire registradas en la cavidad. Se ha representado los tres niveles de cueva estudiados, por profundidad creciente referido a superficie: nivel alto (T_{PAL}), nivel intermedio (T_{TL}) y nivel profundo (T_{PIG}). Sobre el diagrama se ha señalado también los valores diarios medios de temperatura ambiental exterior (T_{adm} , verde) y del suelo (-0.1 m, T_{gdm} , cian).

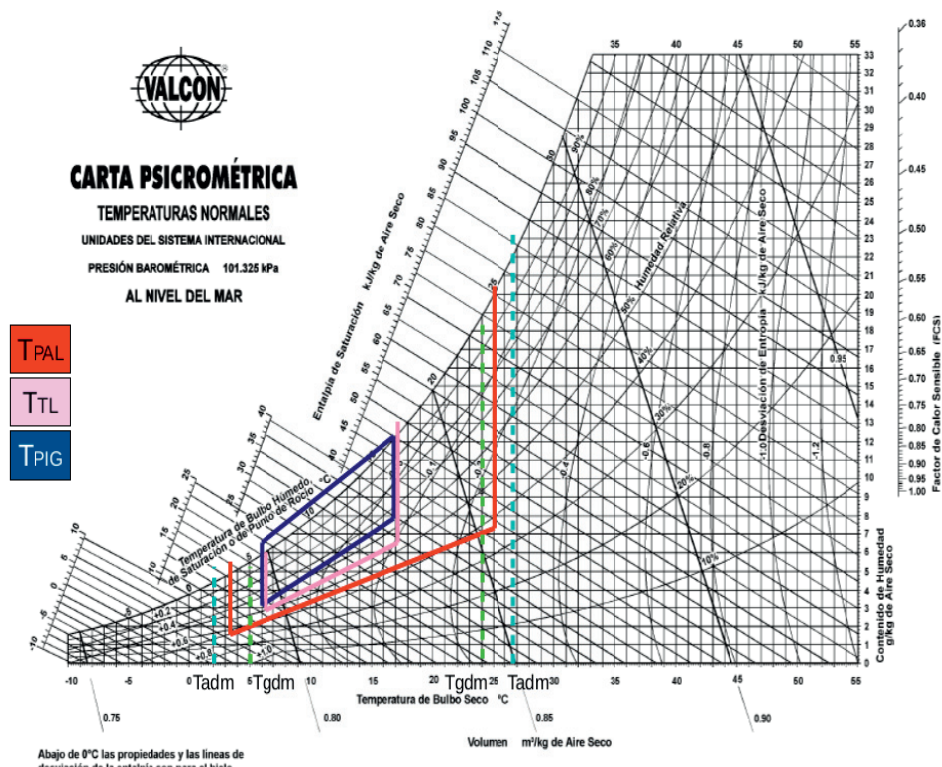


Figura 6.56: Sistema de A Trapa: Recorridos límite definidos por los valores horarios extremos de las temperatura seca y de saturación, así como la humedad relativa del aire registradas en la cavidad. Nivel superior PAL en rojo; nivel intermedio (arqueológico) TL y nivel profundo PIG. Sobre el diagrama se ha señalado también los valores diarios medios de temperatura ambiental exterior T_{adm} en verde, y del suelo a -0.1 m, T_{gdm} , en cian.

Los dos niveles inferiores presentan solapados los recorridos térmicos, si bien cambian los recorridos de la humedad relativa. Nótese que los valores de temperaturas se han obtenido mediante registro continuo, mientras que los de humedad se obtuvieron por muestreos puntuales y por tanto pueden presentar un sesgo en función de la muestra.

Ya se indicó en el capítulo 5 que la cavidad presenta horizontes arqueológicos importantes en T_{TL} .

Durante los trabajos de campo no se han evidenciado ni colonias de quirópteros, ni individuos aislados en hibernación en estos espacios. Comparando las secciones y plantas topográficas de las figuras 6.4 se puede ver que los volúmenes estudiados en el nivel TL de A Trapa son más reducidos que los presentes en A Furna. Los materiales arqueológicos se localizaron in situ, pero rotos por el deslizamiento de lajas, signo evidente de que el espacio original se ha visto modificado con posterioridad al emplazamiento de las piezas. Ya hemos indicado que el horizonte está datado en 7.05 ± 0.86 ka BP (SANJURJO, 2013), y asociado con un período prolongado cuyas condiciones variaban entre seco-cálido a muy seco, lo que convertiría a este espacio en un lugar más fresco y confortable que el exterior. Señalar además que este nivel se caracteriza porque los bloques del techo son lajas que presentan dimensiones de tamaño métrico, lo que le da una cierta continuidad también a estos techos, reduciendo el goteo por infiltraciones procedentes de la escorrentía superficial si las hubiese. Teniendo en cuenta las dimensiones estimadas antes del colapso no habría que descartar un uso doméstico de estos espacios, aunque fuese temporalmente.

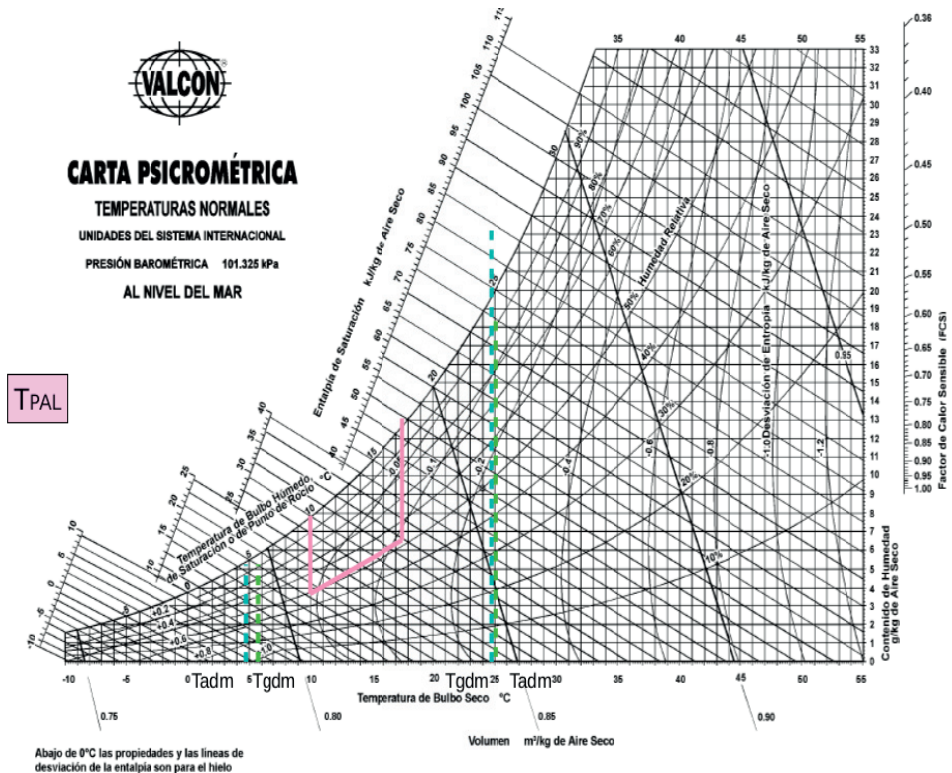


Figura 6.57: Sistema de A Cunchosa: Recorridos límite definidos por los valores horarios extremos de las temperatura seca y de saturación, así como la humedad relativa del aire registradas en la cavidad. Nivel galería del río PAL. Sobre el diagrama se ha señalado también los valores diarios medios de temperatura ambiental exterior T_{adm} en verde, y del suelo a -0.1 m, T_{gdm} , en cian.

6.12.3 Confortabilidad de A Cunchosa

La figura 6.57 muestra sobre el diagrama psicométrico los recorridos límite definidos por los valores horarios extremos de las temperaturas seca y de la humedad relativa del aire registradas en la cavidad. Los datos se han registrado en la Galería del Río o por lo que no son significativos a efectos de confortabilidad. En la sala del Molino, que forma parte de la Galería del Río, se han localizado molinos y fragmentos de cerámicas Ver figura 5.20 y plano de figura 6.3.

6.13. Extensión de modelos: Cuevas de rocas magmáticas en Marte

Como cierre del capítulo se plantea la siguiente cuestión: Si existieran cuevas en rocas magmáticas en Marte, y si estas dispusiesen de niveles relativamente cerrados como el TL de A Trapa, o niveles más dinámicos como el PAL o PIG en este mismo sistema, ¿cabría la posibilidad de que existiese agua y algún tipo de vida microbiológica en esas cavidades?

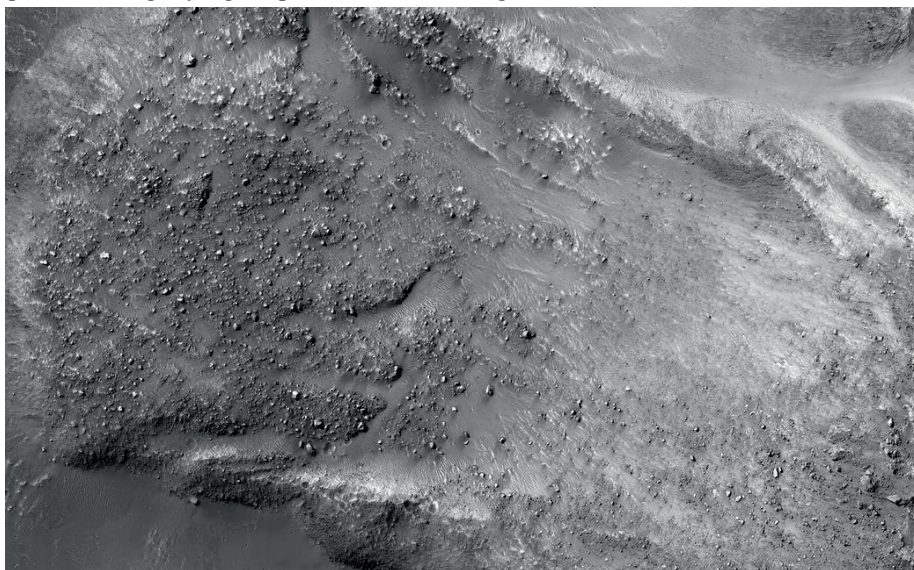


Figura 6.58: Deslizamiento de tierra cubierto de bloques a lo largo de la vertiente de un cañón. Este tipo de deslizamientos ocurre cuando los escarpes en las vertientes fallan, dejando caer una masa de suelo y roca que fluye vertiente abajo y produciendo detrás un escarpe abrupto en la parte de arriba de la pendiente. En la imagen se ven muchos bloques aislados encima de la masa deslizada.

Fuente (http://www.nasa.gov/sites/default/files/thumbnails/image/esp_035831_1760.jpg)

Image Credit: NASA/JPL/University of Arizona. Caption: HiRISE Targeting Specialists.

Cuevas en Marte existen. BOSTON (2010) indica que los tubos de lava son los únicos tipos de cueva confirmados en Marte, si bien no se descartan la presencia de otros tipos de cavidades. La mayoría de las formaciones identificadas son trazas de conductos o chimeneas abiertas a superficie (skylights) (CUSHING, 2012). Varias son las imágenes de deslizamientos en masa y deslizamientos rocosos detectados en Marte. Esto posibilita la existencia de sistemas o cuevas formadas por acumulaciones de bloques a pie de escarpes. Ver figura 6.61.

El Comité para la revisión del informe MEPAG sobre las regiones especiales de Marte (FSE, 2015), señala: “ Although their number and sizes are largely unknown, caves and other

subsurface cavities on Mars would represent environments with ambient conditions (e.g., temperature, humidity, exposure to radiation) that are very different from those at the surface, and most probably, those conditions are likely to be favorable for microbial colonization. Consideration of caves and subsurface cavities is paramount for two reasons. First, they provide a protected environment (e.g., from extremely low temperatures and radiation). Second, they can provide a means by which terrestrial contamination can access martian subsurface environments. In addition to drained lava tubes, voids resulting from tension fracturing, and possible caves in evaporites (e.g., gypsum karst), there are types of subsurface cavities on Mars not mentioned in the SR-SAG2 report that may have been produced by subsurface erosion by water (analogous to piping; e.g., Higgins and Coates 1990) or by expulsion of material through hydrothermalism (Rodríguez et al. 2005) or mud volcanism (Rodríguez et al. 2012). However, to the best of the review committee's knowledge, there is no data on the availability of water in martian caves."

WILLIAMS et al. (2010) proponen un modelo matemático para determinar la vida media de un depósito de hielo dentro de una cueva marciana abierta a la atmósfera. Plantean el funcionamiento de estas cuevas como trampas de frío, y resuelven por diferencias finitas la circulación de aire en la cavidad así como la distribución de temperatura en la cueva y sustrato. Concluyen que podrían subsistir masas de hielo en cueva por largos periodos de tiempo. Señalan además que: "Low-latitudes have relatively high mean annual outside air temperature and mean annual ground temperature, which permit larger amounts of atmospheric water. Lower latitude caves also experience large diurnal temperature variations in the outside air, which lead to frequent nocturnal air exchanges providing a water source for the cave."

En (<http://www.jpl.nasa.gov/spaceimages/details.php?id=PIA20600>) se presentan las curvas climáticas resumen (valores mensuales) de dos ciclos solares de Marte (ver figura 6.59). A través del informe diario de datos climáticos (<http://cab.inta-csic.es/remis/marsweather.html>) se han obtenido los datos para componer la gráfica 6.60.

Los datos diarios analizados muestran que en más de 1000 días, las presiones oscilan entre 750 y 920 Pa. El punto triple del agua está en 611.657 Pa, por tanto **Marte está permanentemente por encima del punto triple del agua**. Esto implica que si se dan las temperaturas adecuadas puede existir (puntualmente) fase líquida.

Un dato curioso es que la temperatura diaria máxima del suelo llega a alcanzar, en algunos momentos de su rotación al rededor del sol, hasta los **+20 °C**. Claro que por la noche y según la época llega a descender hasta los -101 °C. Si asumimos que es una oscilación senoidal, existiría temperatura positiva en la superficie durante un 24% del día.

La inercia térmica de los materiales hacen que estos actúen de filtros de paso bajo a las oscilaciones térmicas en superficie. Es fácil ver, por ejemplo, que para un granitoide con un coeficiente de difusividad de $1,303 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, oscilaciones senoidales de periodo $P=1$ día, sufren una atenuación $\exp(-\text{profundidad}/d_i)$ donde $d_i = \sqrt{2 \cdot \alpha / (k \cdot \omega)}$ siendo $\omega = 2 \cdot \pi / P$, y $k=1$. La duración de un día marciano equivale a 1480 min, luego la difusividad será $0.11571 \text{ m}^2/\text{día}$. Con estos valores, la atenuación de una senoide de semiamplitud 60°C y periodo 1 día, a 1 m de profundidad sufriría una atenuación de 0.0054583, con lo que la semiamplitud de la onda térmica a esa profundidad sería de apenas 0.3275°C . En estas condiciones no existiría ningún valor de temperatura subsuperficial positivo a más de 0.07 m.

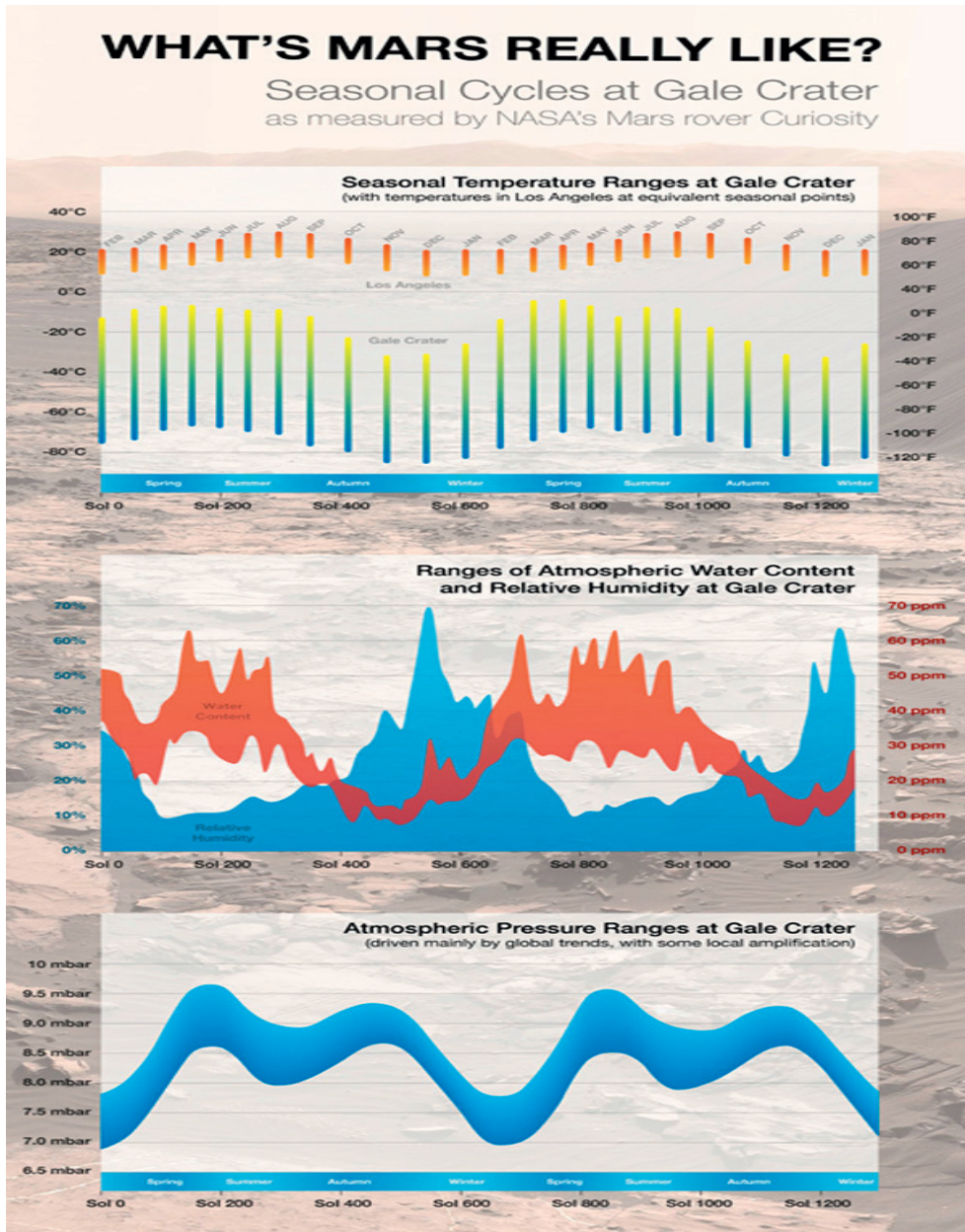


Figura 6.59: Infografía mostrando los datos climáticos en Marte tras dos ciclos solares de registros. Valores mensuales.

Fuente: (<http://www.jpl.nasa.gov/spaceimages/details.php?id=PIA20600>).

Image credit: NASA/JPL-Caltech/CAB(CSIC-INTA) .

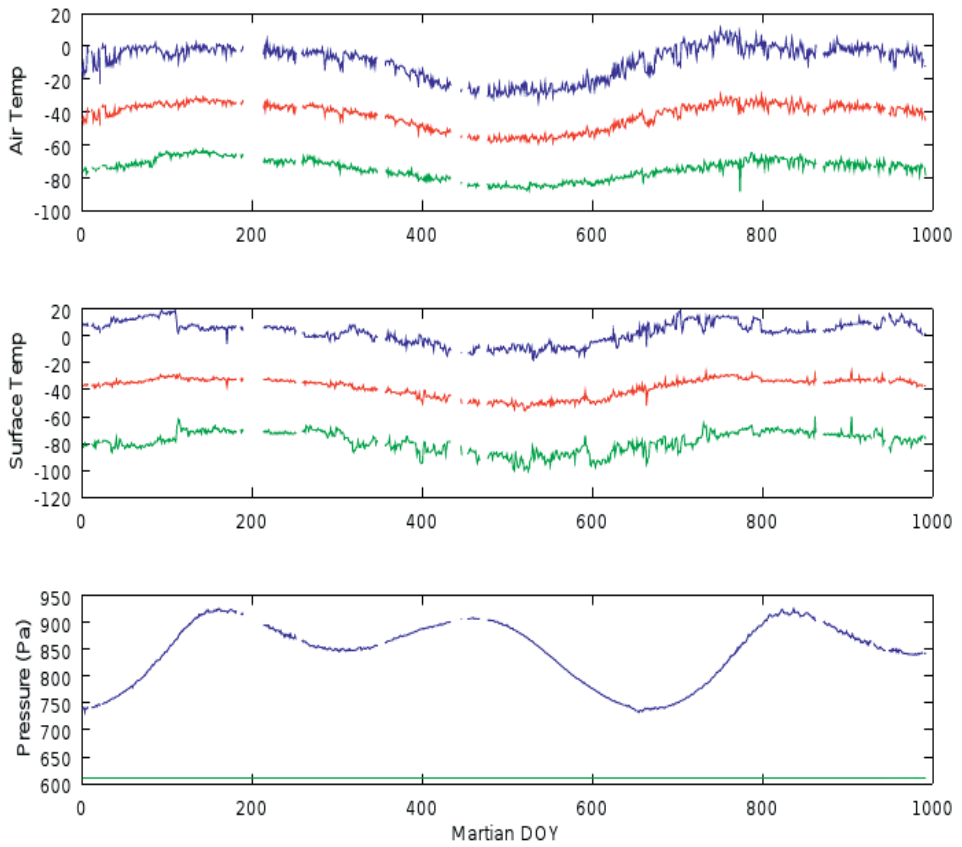


Figura 6.60: Gráfica climáticas de valores diarios en Marte: (a) Temperatura ambiente máxima azul y mínima verde. Se ha interpolado en rojo la media; (b) temperatura de superficie máxima azul y mínima verde. Se ha interpolado en rojo la media; (c) presión atmosférica diaria media (azul). En verde presión del punto triple del agua. Fuente de datos (<http://www.jpl.nasa.gov/>)

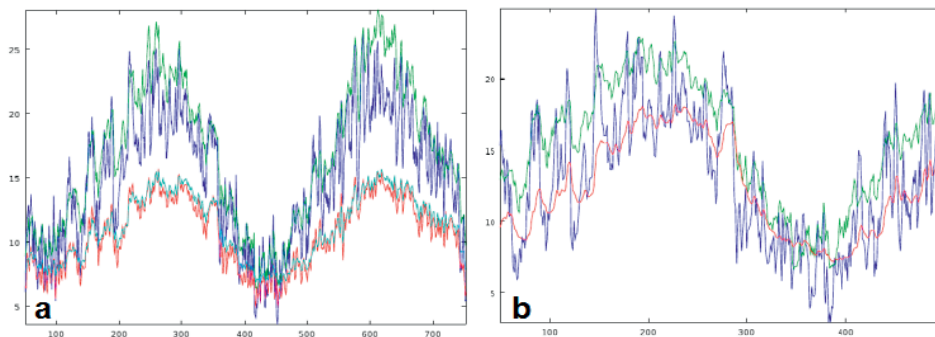


Figura 6.61: Temperatura ambiental exterior (azul), temperatura del suelo (verde) y temperatura en niveles profundos (rojo, cían) en (a) *A Furna* y (b) *A Trapa*.

De la misma forma la oscilación de temperatura superficial media de periodo 1 año, semiamplitud 25°C , sufriría una atenuación de 0.76129 a una profundidad de 1 m, lo que implica una oscilación de semiamplitud de 19.032°C . A una profundidad de -5 m la atenuación sería de 0.25571 resultando una oscilación de semiamplitud 6.3928°C . Las curvas medias (rojo) de la figura 6.60 presentan valores negativos importantes, luego de una forma muy simplista, la oscilación con la semiamplitud calculada, sobre esta media, conlleva que las temperaturas en el subsuelo también serán negativas

La figura 6.61 muestra las oscilaciones de las temperaturas diarias medias ambientales exterior (azul), del suelo (verde), y ambientales en niveles profundos de las cuevas terrestres de *A Furna* y *A Trapa*. Hemos visto como la temperatura ambiental de este tipo de cuevas (grandes fisuras y acumulaciones de bloques) tiende a oscilar sub-atenuada con respecto a la temperatura ambiental exterior. Según el tipo, espesor de bloques y tamaño de la cueva la oscilación bien sigue a la temperatura exterior pero muy atenuada (caso de *A Furna*) convergiendo con los mínimos de la temperatura ambiental exterior, o bien si constituye un sistema semi-abierto, tiende a oscilar acotada entre la temperatura ambiental y la temperatura del suelo convergiendo a la traza de la temperatura ambiental exterior (caso de *A Trapa*).

La dinámica de los sistemas de bloques son muy dependientes de las oscilaciones externas, mientras que en los sistemas profundos y más cerrados la dinámica está parcialmente controlada por la inercia térmica de la envolvente. Con una atmósfera menos densa habría que considerar que la dinámica térmica estaría menos influenciada por los flujos convectivos, y sería más dependiente de la difusividad del calor a través de los sólidos.

Síntesis y conclusiones

7.1. Cuevas en rocas magmáticas

Las cuevas en rocas magmáticas (tanto plutónicas como volcánicas) son un rasgo geomórfico relativamente común en terrenos graníticos aunque no se pueda generalizar a todos los afloramientos. Incluso puede darse el caso de la existencia de cuevas en una parte de un macizo rocoso y que no existan en la inmediata. Y esta aparente anomalía sólo puede ser racionalmente explicada si se asume que la formación de las cuevas está en relación directa con la estructura que depende de la historia intrusiva de un cuerpo magmático, siempre muy similar aunque con diferentes matices en cada caso considerado. Las cuevas en este tipo de rocas son principalmente los espacios producidos por la acumulación de bloques, y está claro que cualquier acumulación de bloques de cierto tamaño da lugar a un espacio transitable, oscuro o semioscuro, y que podría calificarse como cueva *sensu lato*, aún sin constituir un espacio subterráneo *stricto sensu*.

Los datos recopilados en los atlas, catálogos y bibliografía especializados sobre este tipo de cavidades en todo el Mundo, presentan un gran sesgo debido precisamente a la ausencia de criterios que tengan en consideración las pequeñas cavidades formadas en afloramientos de rocas magmáticas aunque las separen de las cuevas *stricto sensu*, o sea en calizas, aunque últimamente se hayan añadido, exclusivamente en base al criterio dimensional cuevas en cuarcitas, areniscas y tubos volcánicos. En esta Tesis las referencias localizadas en los bancos de datos mundiales se han ordenado utilizando el criterio dimensional, tratando así de obtener una muestra mas completa, y también mas representativa, del fenómeno espeleogenético en las llamadas rocas no-kársticas.

Para el caso de las rocas volcánicas, las cuevas llegan a constituir verdaderas megaformas, de dimensiones kilométricas, inclusive superando la decena de kilómetros. Pero en las rocas plutónicas las cuevas son, rara vez, mesoformas, y apenas hay algunos ejemplos con desarrollos que superen el kilómetro de extensión, si bien es cierto que las redes de pasajes y galerías de algunos de estos sistemas en granitos superan en muchos casos los dos kilómetros de desarrollo total de cueva.

Atendiendo a su morfología las cuevas en rocas magmáticas se han clasificado en cinco grandes grupos: Cuevas estructurales, cuevas de mares y ríos de bloques, tafone y formas lapa, cuevas volcánicas, y cuevas de erosión marina.

Por tamaño y ocurrencia, los principales tipos de cueva parecen ser los ríos y/o mares de bloques y las cuevas estructurales.

Estos dos tipos tienen algunos rasgos comunes, como son, desarrollo en el fondo de un valle, o la pie de una vertiente, y su incorporación parcial a la red de drenaje. Su morfología subterránea es muy diferente: Entre los ríos de bloques se configura un curso subterráneo limitado mayoritariamente por los bloques caídos, mientras que los sistemas estructurales son en mayor o menor medida, cañones lineales o poligonales enterrados bajo grandes masas de bloques. Ambos tipos de cueva están asociados, en mayor o menor medida, a la dinámica de las vertientes.

En cualquiera de estos dos subtipos, las cuevas son claramente formas poligénicas y polifásicas, incluyendo así la presencia de niveles y paleoniveles donde se pone de manifiesto la repetición de episodios de interrupción-reactivación de los cursos subterráneos.

Se han estudiado cuevas estructurales muy simples (diaclasas o fracturas abiertas) y ejemplos que gradan progresivamente hacia formas más complejas, con mayor desarrollo, hasta dar lugar a sistemas estructurales de dimensiones kilométricas. Esta gradación se relaciona con la circulación del agua a través de las fisuras, y por tanto está muy influenciada tanto por las características del curso de agua (gradiente hidráulico, caudal, ...) como por la capacidad de las propias discontinuidades para drenar el agua. Así los mayores sistemas estructurales son cuevas que actúan como colectores de transferencia (se captura todo o parte de un curso superficial y se drena a través de la red subterránea), y las mayores cuevas de este subtipo están asociadas a ríos de elevado caudal y energía.

Esta gradación se relaciona también con el desarrollo de formas de erosión relacionadas con el sustrato. Por ejemplo las cuevas con pequeños manantiales y cursos de grado medio apenas presentan superficies pulidas o bloques redondeados. Sin embargo los cursos de pequeña entidad dan lugar a canales excavados en roca (incisos) de paredes pulidas con presencia de pequeñas (en diámetro) formas de erosión. Por su parte los cursos de alta energía, con flujos predominantemente turbulentos y supercríticos, presentan formas de erosión (*pot-hole*) de tamaño decamétrico.

Dentro de los sistemas estructurales asociados a cursos se han estudiado pasajes que permiten reconstruir conductos con un perfil inciso tipo *key-hole*, que sugieren unas primeras fases de tubificación bajo condiciones pseudo-freáticas.

De todos los tipos estudiados, y dejando al margen los cañones estructurales, solamente los tafoni y las cuevas lapa (cuevas relacionadas con la *sheet structure*) son cavidades desarrolladas *in situ* en el propio sustrato rocoso. Son formas que se revelan adscritas al desarrollo de la fábrica estructural, bien a bandas de cizalla relacionadas con la estructura de foliación en las del granito (caso de las lapas), bien relacionadas con deformación plástica (recintos de plastificación) en puntos de concentración de cargas. En este caso además, la debilidad y "deterioro" de la roca quedan pre-impresos en la fase endógena y la aparición de la cueva se debe al vaciado de esos recintos durante la exposición aérea del macizo.

Las cuevas de erosión marina son formas adscritas a prácticamente todas las litologías. Localmente se han estudiado ejemplos emplazados en afloramientos de rocas plutónicas, aunque también se han estudiado otras cavidades desarrolladas en rocas metamórficas. El tipo más común de cavidad es la producida por la explotación de un material que rellena o fosiliza una antigua fractura abierta, y solamente en algunos casos (muy escasos) se han evidenciado formas de erosión asimilables a conductos desarrollados por verdadera erosión del macizo rocoso.

Estas cavidades comparten numerosos fenómenos con las restantes cavidades en rocas plutónicas: acogen depósitos de distinta naturaleza, entre los que destacan los depósitos de pigotita, y que en algunas de las cavidades pueden tener una edad entre Pleistocena y finí-Holocena. Son además cuevas que se presentan tanto a cota del nivel eustático actual del mar (cuevas activas), como a cotas superiores de hasta +13 m sobre el nivel del mar actual (cuevas asociadas a niveles marinos fósiles). Y también, entre las cuevas activas, se identifican ejemplos de secciones complejas y depósitos que evidencian distintas fases erosivas, inclusive en cotas elevadas. Todo ello apunta a que serían cuevas formadas y desarrolladas en al menos algunas de las fases marinas transgresivas convirtiendo su estudio en un proxié potencial para el estudio de etapas antiguas del Cuaternario.

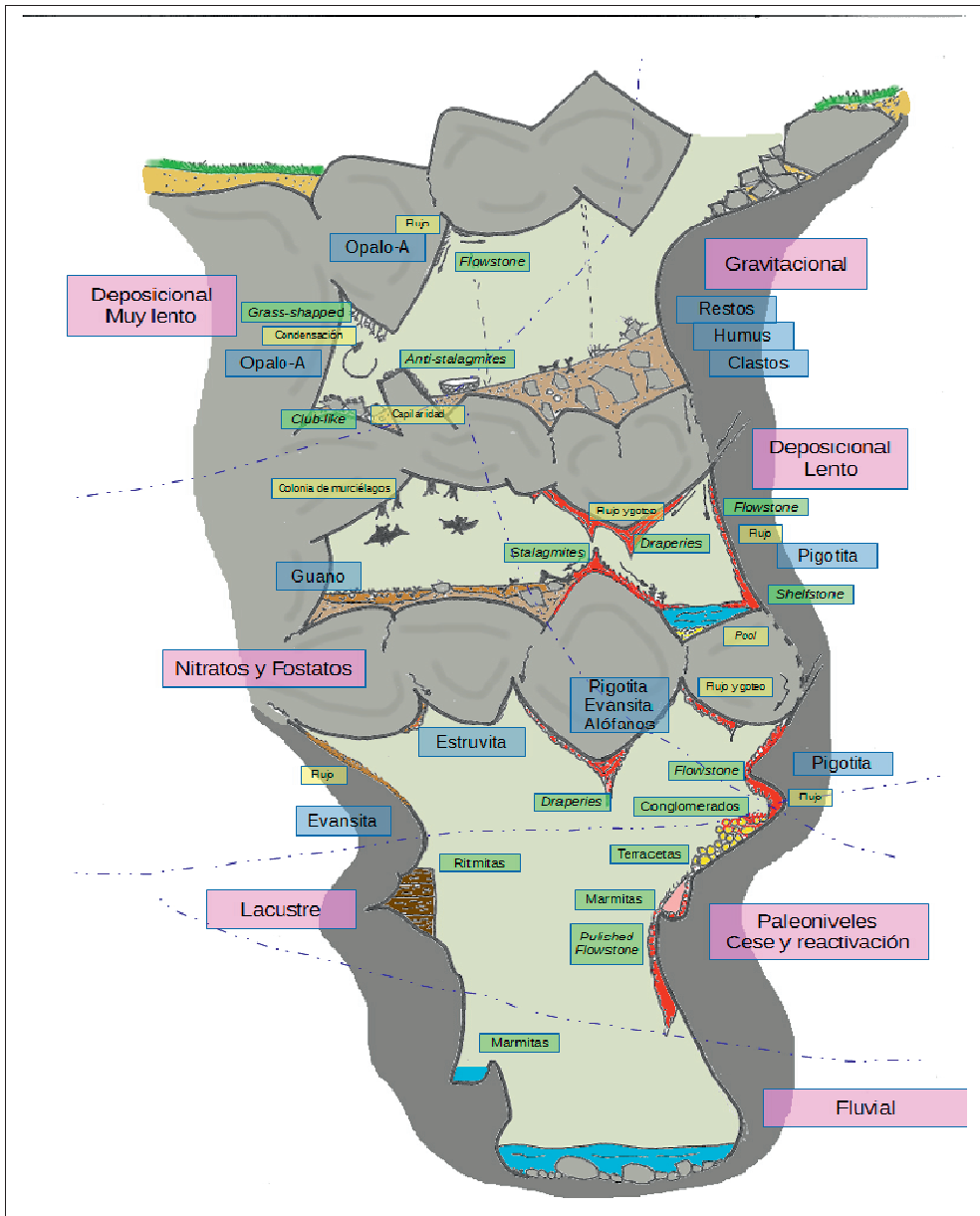


Fig 7.1. Síntesis de depósitos y espeleotemas: Sobre una sección virtual de cueva se reflejan, de superficie (caos de bloques) a curso subterráneo, los distintos depósitos y espeleotemas que se pueden encontrar en estos sistemas. Tipo de depósito (azul); proceso principal (violeta); sub-procesos (crema); tipo de forma (verde)

7.2. Valores naturales y culturales

Las cavidades y sistemas en rocas plutónicas presentan numerosos recursos de gran valor natural y científico que deben divulgarse y protegerse. Su importancia se ha visto incrementada por el hecho de que hasta ahora los especialistas de arqueología, paleolítico, etc., no consideraban la habitación en cuevas fuera de las zonas kársticas clásicas lo que obligaba a dibujar un mapa de la ocupación del territorio severamente mutilado. Ahora tras el descubrimiento y consiguiente estudio de las cavidades en rocas graníticas se podría expandir tanto la ocupación del territorio durante las épocas prehistóricas como la delimitación de su hábitat y las formas de ocupación. Esta parte de nuestra Tesis no ha sido apenas más que mencionada al superar totalmente la competencia y los objetivos del doctorando.

Lo mismo cabría decir de la definición de este tipo de hábitat específico para determinado tipo de fauna troglobia aunque nuevamente esta parte de la investigación queda señalada pero no se avanza sobre ella por separarse totalmente de los objetivos perseguidos en esta Tesis y de la preparación científica del doctorando. En particular se ha únicamente mencionado el papel de los microorganismos en los procesos de alteración de la roca en estos sistemas subterráneos aunque tampoco se han desarrollado por caer fuera de los objetivos del doctorando.

7.2.1. Espeleotemas y biominerales

Los espeleotemas, neominerales y biominerales, estudiados son microformas, depósitos generalmente de pequeña extensión y potencia en comparación con los presentes en cavidades kársticas.

Predominan los espeleotemas de pigotita y los de ópalo-A. Ambos de naturaleza química muy diferente, circunscritos a áreas (dominios) diferentes de cueva, y a regímenes de flujo lento, aunque a velocidades muy diferentes (ver figura 7.1) Esta diferencia en el régimen del flujo de agua que las origina, hace que sean formas que rara vez aparecen asociadas; y cuando esto ocurre bien los depósitos se emplazan en superficies separadas en el mismo espacio subterráneo y asociadas cada una de ellas con un flujo específico, o bien aparecen superpuestas a través de contactos en discordancia erosiva.

Estos depósitos son datables y potencialmente pueden usarse a nivel local para evaluar eventos que han afectado a la cueva (cese-reactivación de flujos, cambios de régimen hídrico, etc.). Además se han revelado como fuentes potenciales de ADN antiguo lo que les confiere un especial valor como registro paleoambiental.

Los principales depósitos de espeleotemas datados en distintas cuevas de ámbito regional, parecen desarrollarse en todos los casos en períodos húmedos, centrándose principalmente en la banda húmedo-frío a seco-templado, alcanzando edades fini-holocenas e inclusive pleistocenas. La mención que se hace en esta tesis es nuevamente testimonial al caer fuera de los objetivos del doctorando.

7.2.2 Patrimonio cultural

Estas cuevas preservan patrimonio cultural paleontológico y arqueológico. Los materiales se presentan en superficie generalmente adscritos a niveles o paleoniveles carentes de sedimento. Algunos materiales, tanto arqueológicos como paleontológicos, aparecen en posición primaria, aunque lo más habitual es que aparecen en posición secundaria señalando movimientos de la estructura de bloques que define la cueva.

Los trabajos publicados sobre estos yacimientos estudian los materiales descontextualizados sin considerar la evolución de la cueva y del espacio subterráneo que existía en el momento en que se produjo el horizonte de ocupación: Bien estudian los materiales rescatados sin aproximarse a la cueva, bien evalúan el yacimiento de acuerdo a la morfología actual del espacio, tratando la cueva como un ente estático. En general Las dataciones publicadas y las adscripciones de los materiales/horizontes no son coincidentes, si bien tienden a describir los mismos grupos de horizontes de ocupación.

Esta interpretación descontextualiza al propio yacimiento, que debería interpretarse acorde a la morfología y el microclima vinculado al espacio subterráneo en el momento de la ocupación humana. Eso conlleva a que los investigadores clasifiquen las cuevas de inaccesibles e inhabitables relacionando los distintos horizontes exclusivamente con actividades funerarias o rituales.

El estudio de la dinámica y evolución de estas cuevas permite considerar que los espacios ocupados tenían mayores dimensiones que las actuales. Además los distintos horizontes de ocupación registrados (y referenciados por sus dataciones absolutas) parecen producirse bajo condiciones climáticas relativamente extremas, coincidiendo en periodos secos y potencialmente cálidos, por lo que estas cuevas, que se ha demostrado ofrecían unas condiciones microclimáticas más atenuadas con respecto al exterior, supondrían al menos estacionalmente, espacios de abrigo relativamente confortables para sus usuarios. Todo ello apunta a una necesaria revisión de la interpretación arqueológica de estos espacios, sin descartar su uso para actividades domésticas. Sin embargo nuevamente la mención que se hace en esta tesis es nuevamente testimonial al caer fuera de los objetivos del doctorando.

7.2.3. Análisis y evaluación de riesgos

El análisis de riesgos se ha realizado como base para la promoción y acceso a estos recursos. De los riesgos evaluados hay factores intrínsecos a estos sistemas que deben ser estudiados específicamente, entre ellos el riesgo potencial (nivel medio-alto) de que las cuevas funcionen como trampas de radón. También deben tenerse en cuenta factores externos no controlables, como las avenidas.

Los grandes sistemas se caracterizan por las grandes acumulaciones de bloques. Estas estructuras han actuado como trampas naturales con acumulaciones de restos óseos en distintas cuevas.

Un punto que se apunta como crítico, y que debería señalizarse es el sumidero o sumideros de muchas de estas cuevas. Especialmente en el sistema de *Albarellos* y en *O Folón*.

Un factor importante a tener en cuenta es que la propia estructura de estas cuevas limita las actuaciones que pueden realizarse: Es típico en muchas cavidades kársticas el efectuar remociones de depósitos para incrementar el diámetro libre en los pasajes (conductos) y así facilitar el tránsito de visitantes. En las cavidades de bloques prácticamente no hay depósitos. Los "suelos" están caracterizados por la acumulación de clastos y pequeños bloques que tienen a formar niveles continuos y que no siempre se podrán mover o retirar so pena de desestabilizar el nivel o el conjunto de la estructura.

La explotación de los recursos y las medidas de prevención adoptadas en el acceso deben ser también compatibles con la protección del medio. La protección de la cueva pasa por la protección de su entorno y de la cuenca hidrográfica que utiliza el sistema subterráneo como vía de drenaje.

7.3. Espeleogénesis de los grandes sistemas en granitos

El estudio de los grandes sistemas en rocas plutónicas demuestra cómo los procesos pseudokársticos presentes en estas litologías están fuertemente condicionados por la estructura del macizo y por las distintas familias de discontinuidades verticales y horizontales (subhorizontales) presentes.

Esto se muestra especialmente en los sistemas estructurales: La permeabilidad de las rocas intactas es en general muy baja y, por tanto, es de esperar que su capacidad para drenar el agua sea también muy baja. Sin embargo, si la roca es discontinua como resultado de la existencia de diversos tipos de familias de juntas, su permeabilidad puede ser considerablemente mayor dado que las discontinuidades actuarán como canales preferentes del drenaje.

Así, en los grandes sistemas la red de drenaje preferente está constituida por un canal vadoso, canal en roca de flujo único, adaptado a familias de juntas subverticales, funcionando generalmente en régimen turbulento (incluso supercrítico en algunos sistemas), dónde la erosión ha dado lugar a importantes mesoformas de erosión (cañones, marmitas, terrazas rocosas) muy condicionadas a la estructura subyacente, pero también ha desarrollado conjuntos de microformas relacionadas con subprocesos específicos (*scallops, flutes,*).

El desarrollo de muchos de estos cañones subterráneos parece relacionado con una primera etapa aérea, con circulación en canal abierto. El comienzo real de la etapa espeleológica del cauce se produce luego de la caída o deslizamiento de una masa de bloques de roca, que entierran al cañón (canales techados).

Esto parece producir un curso subterráneo sometido a dos tipos de regímenes hidráulicos muy diferentes. Por un lado, en periodos de estiaje o mientras se halla en carga el curso, se mantiene la circulación vadosa, aunque parcialmente confinada mientras que, en los periodos de avenida, el sistema cambia a una circulación pseudo-freática, con sección hidráulica llena. Esto conlleva un cambio importante en la distribución de las presiones y velocidad del flujo y por supuesto en los modos de erosión.

Así como las grandes marmitas parecen relacionadas con la fase aérea del cañón, muchas de las microformas de erosión (*pseudo-scallops, etc.*) parecen formas mas modernas o al menos posteriores, desarrolladas en las superficies visibles de bloques colgados en el cañón. En muchos casos se trata de bloques relativamente angulosos o a lo sumo con bordes ligeramente redondeados.

Dentro de estos grandes sistemas estructurales, no parece claro que en todos los casos la cueva sea consecuencia del enterramiento de un cañón pre-existente. Así, por ejemplo, en el caso de *O Folón*, ciertas formas parecen señalar la existencia de conductos o proto-conductos desarrollados por el lavado de materiales a favor de planos principales de discontinuidad. La evolución de estos protoconductos culminaría en la formación de pasajes incisos con perfiles *key-hole*, guiados verticalmente por una junta suvertical, y horizontalmente por la intersección de esta con familias de juntas planares subhorizontales o con bandas de cizalla asociadas a planos de foliación con microfracturación asociada de la estructura de lajas. En estos casos los tramos de conducto tienden a ser elípticos y elongados transversalmente adaptados al buzamiento de esas bandas de cizalla.

En general estas cuevas y cañones tienden a presentar zonalmente terrazas rocosas elevadas con respecto al fondo del canal, y que dan lugar a niveles o paleoniveles, y que incluso tienden a trazar, con cierta continuidad, el canal colgado de una o varias etapas en la incisión del curso fluvial respectivo.

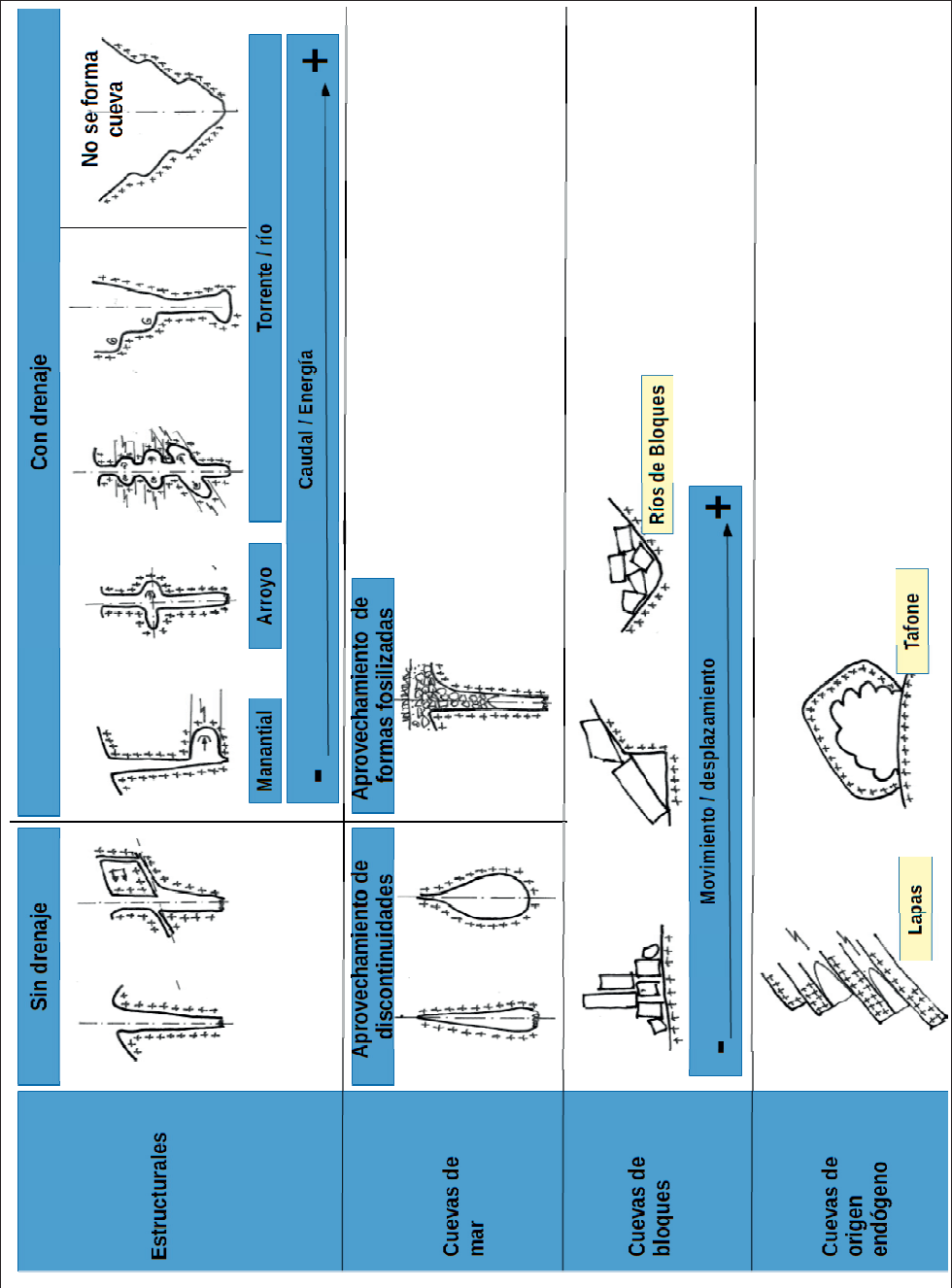


Figura 7.2: Gradación de secciones y procesos por tipo de cueva.

La evolución de estos cañones subterráneos parece relacionada con deslizamientos y colapsos parciales o locales. Se ha evidenciado la existencia de grandes formas de erosión con desplazamientos parciales, o colapsadas, hacia el vacío del cañón, solicitadas a compresión y a corte por las grandes masas de bloques que se apoyan sobre ellas.

Otro de los grandes tipos de cuevas son los ríos de bloques. Los ejemplos estudiados en Galicia muestran grandes movimientos de roca, presumiblemente caídas o deslizamientos en masa, posiblemente en un único evento de gran energía. Esto no quita que puedan haber concurrido distintos factores desestabilizadores, como pueden ser los movimientos debidos a la presión hidrostática de agua en juntas transtensionales o sobre el plano de rotura, que harían flotar los bloques durante las fases de crecida empujándolos al fondo del canal aunque cuantitativamente parece tratarse de casos aislados. Aunque la génesis de estos sistemas se relaciona con "un evento" que parece inducir un gran movimiento en masa, se han apreciado movimientos postgenéticos, tanto en los escarpes asociados como en las acumulaciones de bloques que configuran los propios ríos de bloques. Estas otras fases de movimientos serían debidas a reajustes o a recolocación de las masas de bloques o tal vez debidas a nuevos eventos torrenciales de energía presumiblemente más moderada.

También se han revisado casos como *Boda Grotto*, cuya génesis se ha identificado en la literatura como vinculada con eventos sismotectónicos de gran energía, pero que podrían explicarse dentro de los procesos subglaciares que afectarían a la zona del macizo donde se sitúa la cavidad.

De los ríos de bloques estudiados, la mayoría de los sistemas parecen asociados a cursos subterráneos de baja energía donde no se producen formas de erosión, ni en el "canal", ni en los bloques que lo cubren. Sin embargo, como caso relevante, se ha estudiado el sistema de *A Trapa*. Este sistema ha enterrado un canal rocoso antiguo que presentaba superficies y formas de erosión de pequeña entidad en todo su recorrido, e inclusive parece haber enterrado un tramo de curso que presenta una pequeña cascada encajada localmente a favor de un plano de falla subvertical. Las formas de erosión distribuidas a lo largo del sistema espeleológico parecen referenciar paleoniveles y tramos del curso primigenio, y que habrían quedado aisladas en unos casos tras la formación del río de bloques, o bien que habrían sido destruidos por avalanchas posteriores de bloques. Algunos movimientos secundarios en la masa de bloques parecen relacionarse con roturas en cota de canal, debidas al reajuste de la masa de bloques que no forzosamente implicarían movimiento sino una acomodación al espacio disponible en el interior de la cueva de la colada de bloques incluyendo a veces la rotura de los bloques desplazados.

Señalar que no todas las formas de erosión son antiguas, existiendo conjuntos de formas que afectan a los bloques caídos. Estas formas (tanto las primigenias como las de neo formación) contrastan con los conjuntos de espeleotemas que se superponen a ellas incluso en el canal ahora activo. Las dataciones realizadas permiten definir aproximadamente la evolución del canal, demostrando la existencia de un curso con una cierta capacidad de migración lateral o cambios de recorrido lo que justifica que se superpongan a formas erosivas (*pot-hole*), correspondientes a etapas erosivas previas de alta energía, con otras de cese o atenuación en la circulación del agua, durante las que predominará la sedimentación y/o la actividad biológica concretada en el desarrollo de espeleotemas (en especial de pigotita). La sucesión de etapas de cese-reactivación del canal es coherente con los eventos climáticos deducidos de los registros paleoclimáticos disponibles. También sería posible relacionarlas con la obturación del canal que obligaría a drenar el sistema subterráneo por otras vías siendo la consecuencia del abandono del canal y la formación de espeleotemas en las partes de este temporalmente inactivas.

7.4. Modelado del microclima de varios sistemas en granitos

7.4.1. Modelado e identificación de sistemas

Los intentos de explotar modelos blancos clásicos basados en la ecuación de Fourier de conducción de calor en sólidos semi-infinitos, ha demostrado que estas cuevas se comportan como sistemas no lineales, aunque localmente puede estimarse su dinámica mediante técnicas lineales.

Se ha optado por tratar las cuevas como sistemas no lineales procediendo a su modelado mediante estrategias de identificación de sistemas focalizada en el uso de redes neuronales artificiales, por cuanto se han mostrado como un método versátil para atender cualquiera de las variantes del problema-modelo considerado. Destacar especialmente las redes FGNN, frente a las MLP, y que han permitido flexibilizar los ensayos de modelos con distintas profundidades de memoria de estado y estímulo.

El punto clave en la identificación con neuromodelos es el ajuste de parámetros. Este ajuste es un problema de optimización, en muchos casos multiobjetivo con restricciones que conlleven un mal condicionamiento del problema.

Para su resolución se han implementado algoritmos genéticos de base binaria SGA y algoritmos con codificación en variable real GESA. Ambas estrategias han funcionado correctamente para problemas con un único objetivo, y han funcionado relativamente bien con problemas multiobjetivo transformados en problemas escalares mediante la aplicación de estrategias de agregación. Esta transformación no da buen el resultado ante problemas mal condicionados (componentes de error con recorridos o sensibilidad muy diferentes). En total se han ensayado e implementado hasta 6 estrategias de agregación diferente: Agregación de Tchevychev, ponderación por suma de agregados, enfoque por intersección de límites, agregación ponderada de pesos aleatorios, agregación dinámica (DOAM) y agregación senoidal. La principal dificultad en el uso de estas estrategias fue la calibración de los pesos que determinan la función agregada a optimizar. Los resultados han estado muy condicionados en algunos casos por los pesos seleccionados.

Para solventar estos problemas, se han usado algoritmos MOP/MOGESA, que manipulan directamente los frentes de Pareto en busca de una solución o conjunto de soluciones óptimas. En particular se ha usado el algoritmo NSGA-II que aunque ha exigido elevados tiempos de computación ha permitido elaborar modelos complejos y sintéticos con una mayor precisión que los obtenidos por agregación de funciones.

Se han planteado tres tipos de modelos dinámicos: Modelos definidos por el estado global, modelos dependientes de la profundidad (x), y modelos recursivos, no dependientes de la profundidad, pero dónde la dinámica de cada estación es dependiente de la dinámica de la estación precedente (galerías lineales) o suprayacente (secciones verticales).

Estos modelos tienen sus ventajas e inconvenientes: Los modelos definidos en base a un estado global son modelos pesados, que requieren largos tiempos de computación; los modelos dependientes de la profundidad permiten realizar análisis de atenuación-profundidad, pero el resultado es dependiente de la precisión topográfica; los modelos recursivos o en cascada no dependen de la precisión topográfica, pero el error se acumula y propaga entre estaciones durante la propia propagación de las ondas térmicas a lo largo del sistema.

En cualquiera de estos modelos el mayor problema ha sido solventar la discontinuidad de las series (series rotas) de forma que los conjuntos de entrenamiento y test permitieran simulaciones razonables.

7.4.2. Dinámica térmica

La atenuación de las oscilaciones térmicas exteriores aumenta con la profundidad o distancia a la boca. Así, cuanto más alejado de la superficie, mayor estabilidad térmica, esto es, menor amplitud de oscilación térmica en el tiempo. La amplitud de la oscilación por nivel o paleonivel de cueva se reduce con la profundidad, pero sus valores son mayores que los señalados para las cuevas kársticas por distintos autores.

En la escala temporal "día", temperatura media diaria, las estaciones muestran un acoplamiento en fase con las series exteriores de referencia, además con una fase media por escala armónica muy baja. Las mejores correlaciones se han obtenido entre las temperaturas superficiales y las subterráneas, aunque en todos los casos ha sido posible establecer una correlación con la temperatura del aire exterior.

Fases bajas, próximas a cero, muestran que los procesos son sincrónicos y que los procesos principales de intercambio de masa-energía entre la cueva y el exterior se producen a nivel de día. Esto se ha comprobado efectuando un de-escalado temporal, trabajando con series horarias. Las estaciones de referencia usadas no disponen de datos horarios externos, por lo que el análisis se ha efectuado comparando el desfase entre estaciones extremas (estación más próxima a boca o superficie y estación más profunda).

Las dinámicas son diferentes si se trata de una acumulación de bloques (río de bloques) o si se trata de una cueva estructural (diaclasa). En el primer caso la energía significativa por escala se presenta en la escala 24 h en casi todas las estaciones del año, con desfases frente a la oscilación superficial de entre 5 y 7 horas. En el segundo caso, picos en la energía significativa también se producen en la escala 24h, si bien presentan una fuerte atenuación al alejarse de la boca de la cavidad.

En la escala temporal "año", temperatura media anual, para intervalos temporales cortos (secular), las estaciones muestran un acoplamiento de fase con las series externas. La amplitud de la variación se atenúa con la profundidad, pero a nivel de cueva las series no convergen a la SAT, efecto que si ha sido citado para el karst. Así, las variaciones en amplitud de las curvas anuales son más significantes que las observadas en el karst.

Todo ello redundo en afirmar que estos sistemas son "térmicamente abiertos" en comparación con los kársticos, efecto que queda patente en esas fases de sincronismo tan pequeñas.

La extensión regresiva del modelo de base temporal año, se ha realizado mediante el cruce de las series de temperatura anual media con registros externos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. El análisis espectral de energía de las transformadas de ondículas de las series usadas y la transformada de ondículas de cruce de estas series, muestran, para intervalos temporales largos (milenios), la existencia de componentes de energía importante entre las escalas 250-350 años. Esto parece compatible con los ciclos climáticos de aproximadamente 400, 900 y 1300 años reconocidos en los registros marinos del Atlántico Norte, en los núcleos de hielo de Greenland. Los valores obtenidos solamente nos muestran que el modelo obtenido parece replicar la respuesta del estímulo exterior, pero carecemos de datos que permitan calibrar o validar dicho modelo.

7.4.3. Dinámica termohigrométrica

En base a los identificadores desarrollados (modelos dinámicos de las series térmicas e higrométricas del aire), se ha podido dar continuidad temporal a las series rotas. Las temperaturas pronosticadas por los neuromodelos se han usado para fijar condiciones de contorno a la ecuación de calor de Fourier, aplicada sobre un corte del terreno-cueva.

La resolución de la ecuación pretende simular la dinámica térmica en el subsuelo, de cara a concretar cual es la temperatura superficial en la interfase roca-cueva. Por limitaciones computacionales y por velocidad de procesamiento se ha resuelto el problema en dos niveles: Uno de baja definición, aproximando la temperatura para volúmenes de $0.5 \times 0.5 \times 1 \text{ m}^3$ y que será utilizado para fijar las condiciones de contorno en un segundo modelo destinado a evaluar la temperatura en volúmenes elementales de $0.1 \times 0.1 \times 1 \text{ m}^3$.

Para validar las soluciones se han tomado como referencia lecturas IR de la temperatura superficial de la roca en puntos y momentos concretos. Son valores puntuales, que no medias diarias, pero se ha tratado de ajustar los modelos para que converjan a esos valores. La inclusión del calor radiogénico y el uso de estrategias para limitar los efectos de borde han aportado mejores soluciones que los modelos más simples.

El objetivo de determinar la temperatura superficial de la cueva, es poder evaluar la posibilidad, intensidad y distribución de la condensación. Y evaluar esta distribución con el emplazamiento de los principales depósitos de bioespeleotemas.

A nivel teórico se demuestra cómo existen procesos localizados de intercambio de masa y energía entre el aire y la roca. Estos procesos dependen de la orientación de las superficies y se producen, en base a la topografía de la propia cueva, en zonas preferentemente inclinadas y paredes en la zona O de la sección. Esta subsección está más protegida y presenta un gradiente vertical de temperatura más estable:

- Los eventos de mayor intensidad se producen simultáneamente en prácticamente todas las superficies, coincidiendo con los períodos más fríos, y con este orden de preferencia: techo y pared inclinada (R), techos inclinados (nodos extraplomados) L, techos inclinados (nodos extraplomados) R, pared inclinada (R), pared derecha (R), pared izquierda (L), y pared inclinada (L).
- Las paredes del lado (L) situadas al Este, posiblemente debido a la influencia de la chimenea estructural que asciende hacia la superficie, constituye un área menos preferente de condensación. Las condensaciones ocurrirían más fácilmente en superficies extraplomadas que en paredes verticales.
- En períodos cálidos la preferencia se circunscribe a pared (R) y superficies inclinadas también en (R), y que serían las superficies más cerradas y menos expuestas a la circulación vertical asociada a la chimenea.

Los espeleotemas se concentran en el lado Oeste, asociados con nodos que en la sección de estudio se han identificado con nodos tipo superficie extraplomada. Esto sugiere que la diferente distribución de espeleotemas y bioespeleotemas en estos techos y superficies podría derivar de esas diferentes intensidad y ocurrencia en la condensación, resultando que las zonas que potencialmente presentan mayor preferencia de condensación, son también en las que se producen los mayores depósitos. Cabe considerar la posibilidad de que el agua que contribuye a las fases de desarrollo de estos conjuntos de bioespeleotemas provenga en parte del aire de la cavidad.

Al aplicar pequeños desplazamientos en el mapa térmico de la interface aire-roca de la cueva, se observa que las superficies preferentes del lado Oeste presentan una oscilación de la preferencia (R) en paredes y superficies (R) inclinadas, con una atenuación progresiva y lenta de la preferencia (y condensación) a media que nos aproximamos al máximo térmico del año, aumentando nuevamente y rápidamente a media que se aproxima el mínimo térmico del año. Esta dinámica podría marcar parte del ciclo del agua en los depósitos de bioespeleotemas sobre los que condensa. Además, la existencia de zonas de condensación preferente podría justificar la fuente de agua para el desarrollo de bioespeleotemas en zonas "desconectadas"

de la circulación subterránea, de infiltraciones directas (escorrentía de agua desde la superficie), circulación fisural, etc. Si bien cuantitativamente la contribución puede ser escasa a nivel macroscópico, el desarrollo de conjuntos de espeleotemas importantes revela la importancia de estos aportes a nivel microscópico.

7.4.4. Sobre las zonas de ocupación

En todos los sistemas estudiados en este capítulo existen zonas que presentan horizontes de ocupación en la prehistoria (Neolítico-Calcolítico-Bronce). La dinámica del aire muestra como las temperaturas en cueva durante los periodos estivales son cuando menos de hasta 5°C inferiores a las exteriores en el sistema de *A Trapa* y de hasta 11°C en los niveles profundos de *A Furna*. Y las temperaturas invernales se muestran más estables en el interior de la cavidad, situándose como mínimo de +4 a +6°C sobre la temperatura externa.

La bondad térmica no implica directamente la confortabilidad de estos espacios subterráneos, al menos con los estándares climáticos actuales, y menos teniendo en cuenta que la estructura de techo es semi-abierta permitiendo goteos e infiltraciones de agua debidas a la lluvia.

Sin embargo los registros paleoclimáticos sugieren que estos horizontes se circunscriben a periodos cálidos y potencialmente secos, por lo que estas cuevas podrían estacionalmente servir de refugio, abrigo o habitación. Además algunas zonas arqueológicas presentan grandes bloques en techo, parcialmente, e inclusive sirven como alojamiento para colonias de quirópteros. La dinámica horaria muestra que estas zonas presentan una oscilación sub-atenuada con respecto a otros tramos de cueva, lo que conlleva una mayor estabilidad térmica.

7.4.5. Cuevas en Marte

Las cuevas formadas por grandes acumulaciones de bloques son un tipo de fenómeno que puede darse prácticamente en cualquier terreno. En el caso de Marte se han observado corrimientos importantes de bloques. Las curvas térmicas del aire y de la temperatura del suelo de Marte muestran que hay un período del año en que la temperatura de superficie es positiva durante parte del día.

Tomando como base el ajuste de las series térmicas en los sistemas estudiados, y tomando como estímulo los datos en Marte, cabe esperar que en los ríos de bloques de Marte, la temperatura en el subsuelo oscile atenuada con respecto a las variaciones superficiales, pero siempre por debajo de cero. De existir ríos de bloques en Marte, si contuviesen agua, esta se hallaría permanentemente en forma sólida (hielo) lo que descarta, en el momento actual, que pudieran ser susceptibles de albergar formas de vida similares a las estudiadas en ambientes similares en la Tierra.

7.5. Conclusiones

1. Cuevas y sistemas:

1. Las cavidades en rocas plutónicas son generalmente microformas. De los datos obtenidos, menos de un 4% supera los 1000 m de desarrollo y más del 80% tienen menos de 100 m de desarrollo total.
2. En el caso de las rocas volcánicas, las cuevas son en general meso y megaformas que llegan a superar los alcanzar los 65 km de desarrollo.
3. Hay tipos de cueva que ocurren en ambos tipos: Cuevas de fisura (estructural), y

cuevas de erosión marina. Estos tipos también son comunes en cuarcitas, esquistos, areniscas, etc.

4. Los grandes sistemas en rocas plutónicas bien son cuevas estructurales, bien son ríos de bloques.
 1. Los grandes sistemas estructurales son cañones techados, dónde un movimiento en las vertientes ha enterrado un cañón pre-existente.
 2. En estos casos, el paisaje subterráneo está caracterizado por las formas de erosión heredadas de la evolución del cañón (canal en roca abierto) sobre las que se superponen neo-formas desarrolladas en la etapa subterránea.
 3. Uno de los casos estudiados parece haberse desarrollado a partir de proto-tubos y tubificaciones, adaptadas a la fábrica estructural, y que han terminado por formar un perfil *key-hole* inciso.
 4. Los grandes ríos de bloques también pueden conservar formas heredadas de la vaguada que entierran. En general son formas más pequeñas en comparación con los sistemas estructurales.
 5. Los movimientos en las vertientes que originan estos sistemas no son caídas aisladas de bloques. Se manifiestan como conjuntos de bloques o como deslizamientos en masa.
 6. Los volúmenes de roca implicados de hasta 200.000 tm, lo que sugiere eventos de gran energía: Sísmicos o tectónicos.
2. Valores naturales:
 1. Estas cuevas tienen su propia biota asociada, tanto a nivel macroscópico, como a nivel microscópico.
 2. Preservan distintos tipos de depósitos, destacando la existencia de espeleotemas y bioespeleotemas: Pigotita, ópalo-A, estruvita, evansita-bolivarita
 3. Estos espeleotemas son registros paleoclimáticos y PROXIES potenciales: Alcanzan edades Pleistocenas, presentan un crecimiento rítmico, marcan etapas de cese-reactivación de flujos subterráneos, etc. Además los bioespeleotemas preservan ADN de los organismos que intervienen en su formación.
3. Microclimatología y dinámica subterránea en cuevas plutónicas:
 1. A diferencia de los tubos kársticos, las cuevas en granitos tienen una dinámica cuasi-síncrona (series diarias medias) con respecto a las series térmicas superficiales.
 2. Presentan una mayor atenuación de la oscilación cuanto mayor es la profundidad o distancia a boca. Sincronismo con desfases en el orden de las 5 a 7 horas.
 3. Humedad relativa elevada, próxima a saturación buena parte del año.
 4. La condensación en la interfase roca-aire no es uniforme, existiendo áreas de condensación preferente en función de su aislamiento y geometría, y que presentan ciclos de humectación (rápida) y desecación (lenta) coincidentes con la dinámica térmica externa.
 5. Existe una aparente conexión entre los depósitos de bioespeleotemas de ópalo-A y estas zonas de condensación preferente. Inclusive para depósitos desconectados de la circulación fisural u otros aportes de agua lenta.

6. Las cuevas con flujos combinados aire-agua, funcionan como un intercambiador de calor: Supuestos ambos flujos descendentes, los fluidos se enfrían al atravesar el sistema. Además la cueva actúa de cámara de humectación y en la surgencia la temperatura del aire coincide con la temperatura de saturación a la presión reinante.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMOWSKI, J.F., 2008. River flow forecasting using wavelet and cross-wavelet transform models. *Hydrol. Process.* 22 (25), 4877-4891.
- ADDISON, P.S. (2002). *The illustrated Wavelet Transform Handbook: Introduction Theory and applications in science, engineering, medicine and finance.* IOP Publishing Ltd. UK.
- AEMET (2011). *Atlas Climático Ibérico.* Agencia Estatal de Meteorología.
- AL-KHOURY, Rafid (???). *Computational Modeling of Shallow Geothermal Systems*, pp:104-105
- ALCALÁ ORTIZ, A. (2011). Teoría de los errores en Topografía espeleológica. Cálculo de la calidad de Bucle en Auriga. Edición on-line FAE (Federación Andaluza de Espeleología) (<http://comisiontopo.blogspot.com.es/2011/11/teoria-de-los-errores-en-topografia.html>).
- ALONSO CUEVAS, F.; COSTAS GOBERNA, J.B.; GARCÍA GARCÍA, E.; GARCÍA GARCÍA, M.; GARCÍA VAZQUEZ, C.E.; GROBA GONZÁLEZ, X.; MÍGUEZ LÓPEZ, A.M.; PÉREZ MOLEDO, A.; RODRÍGUEZ CASTRO, F.; SUEIRO RODRÍGUEZ, J.; VAQUEIRO RODRIGUEZ, M.; VAZQUEZ VAAMONDE, D. (1997). Os sistemas de cavidades do Folón e Porteliña. Contexto prehistórico de relevancia da zona espeleolóxica G/PO-1. Maúxo, Vigo-Nigrán. Castrelos, vol. 9-10 (1996-1997). *Revista do Museo Municipal "Quiñones de León"*. Vigo. pp.37-53.
- ALLRED, K. & ALLRED, C. (1997). Development and Morphology of Kazumura Cave, Hawaii. *Journal of Cave and Karst Studies* 59(2): 67-80.
- AMÓN, J. (1997). *Estadística para psicólogos I – Estadística descriptiva.* Ediciones Pirámide, S.A. Madrid. 386 pag.
- ARANDA, F. (2003). *Materia prima. Arquitectura subterránea excavada en Levante.* Ediciones Generales de la Construcción. Valencia.
- ARCHE MIRALLES, A. (2010) *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria.* Editorial CSIC – CSIC Press, 15 sept. 2010. pp: 364-365.
- AUBOUIN, J.; BROUSSE, R. & LEHMAN, J.P. (1981). *Paleontología estratigráfica. Tratado de Geología Tomo II.* Ediciones Omega, S:A. p. 656
- AUBRECHT R, BREWER-CARÍAS CH, SMÍDA B, AUDY M, KOVÁČIK L (2008) Anatomy of biologically mediated opal speleothems in the World's largest sandstone cave: Cueva Charles Brewer, Chimantá Plateau, Venezuela. *Sedimentary Geology* 203:181-195.
- AUBRECHT R., BARRIO-AMORÓS C.L., BREURE A.S.H., BREWER-CARÍAS C., DERKA T., FUENTES-RAMOS O.A., GREGOR M., KODADA J., KOVÁČIK Ľ., LÁNCZOS T., LEE N.M., LIŠČÁK P., SCHLÖGL J., ŠMÍDA B. & VLČEK L. (2012). Venezuelan tepuis: their caves and biota. *Acta Geologica Slovaca – Monograph, Comenius University, Bratislava*, pp. 168
- AULER, S.A. & CASIMIRO, R. & LIMA, T.F., & MAIO, M.M. (2007). Morphology and Genesis of Large Tfoní in Eastern Brazil. *Conference Abstracts Book. International Conference on Granite Caves.* A Coruña, Spain September 2007, pp:15
- BARTON, N. & CHOUBEY, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics*, 10, 1–54.
- BABU, B.V. & GUJARATHI, A.M. (2007). Elitist-Multi-Objective Differential Evolution (E-MODE) Algorithm for Multi-objective Optimization. *Conference Paper. January 2007* (<http://www.researchgate.net/publication/220888358>)

- BAUER, h.; EXEL, T.; OBERENDER, P.; SJÖBERG, R.; LUNDBERG, J. & SCHEUERER, M. (2015). Die Gobholo-Höhle in Swasiland – Expedition in eine der längsten Granithöhlen der Welt, Die Höhle / 66. Jg. / Heft 1–4/2015. 27-42
- BELIVACQUA, V., INTINI, F., & KÜHTZ, S. (2008). A model of Artificial Neural Network for the analysis of climate change. ISF, 2008:
- BELLA, P. (1994). Genetické typy jaskýn v nekrasových horninách Slovenska. Preserving of Pseudokarst Caves, Proceedings of International Working Meeting, Rimavská Sobota – Salgótarján, 17-32.
- BELLA, P.; GAAL, L. & HOLUBEK, P. (2004). Caves in non-carbonate rocks of Slovakia: list, genetic types, values and protections. In Gaal, L. Ed.: Proceedings of the 8th International Symposium on Pseudokarst, Teply Vrch (Slovakia), 32-56.
- BENEYTO, G. & GRAU, O. (2011). Territorio 3D. Un nueva mirada. Random House Mondadori, S.A. Barcelona.
- BINI, A.; QUINI, Y.; SULES, O. & UGGERI, A. (1992). Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Froi (Lombardie, Italie). *Karstologia* 19, pp:23-30.
- BINHUA, W. (2005). POLYCHROME Rock Paintings in the Altay Mountains. The Silk Road “The Bridge between Eastern and Western Cultures”. June 2005. Vol.3 Number 1: 16-23.
- BJERKETVEDT, D.; ROAR, J. & VAN WINGERDEN, K. (1997). Gas explosion handbook. GexCON AS, Norway. 132 páginas.
- BOSTON, P.J. (2004). Extraterrestrial caves. In: Gunn, J. (Ed.), *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy-Dearborn Publishers, Ltd., London, pp. 355–358
- BOSTON, P. J. (2010). Lava Caves on Mars for Habitat, Resources and Search for Life. *Journal of Cosmology*, 2010, Vol 12, p. 3957-3979. JournalofCosmology.com, October-November, 2010.
- BOSTON, P.J.; NORTHUP, D.E. & LAVOIE, K.H. (2006). Protecting Microbial Habitats: Preserving the Unseen. Part Two - Section A- Identifying and Protecting Cave Resources. Cave Conservation and Restoration. Edited by Val Hildreth-Werker and Jim C. Werker. National Speleological Society. pp. 61-82.
- BUECHER, R. H. (1999). Microclimate Study of Kartchner Caverns, Arizona. *Journal of Cave and Karst Studies* 61(2): 108-120. - Microclimate Study of Kartchner Caverns, Arizona. *Journal of Cave and Karst Studies* 61(2): 108-120.
- BUNNEL, D. & GUNDEL, B. (2015). World longest sea caves. (updated july 2015). (<http://www.caverbob.com/seacave.htm>)
- CARSLAW, H. S. & J. C. JAEGER (1959), *Conduction of heat in solids*, London, Oxford University Press, pp. 259-262.
- CAVAZOS, T. (1997). Downscaling large-scale circulation to local winter rainfall in north-eastern Mexico. *International Journal of Climatology*. Vol. 17, Issue 10, August 1997, 1069-1082.
- C.E.MAÚXO (1997) “Os Sistemas de Cavidades do Folón e Porteliña. Contexto Prehistórico e Relevancia da Zona Espeleolóxica G/PO-1. Maúxo, Vigo-Nigrán”. *Castrelos* nº 9-10 (1996-1997), Vigo, pp. 31-47.
- C.E.MAÚXO (1998) “Inventario ergolóxico da 2ª fase de rescate arqueolóxico nas cavidades do Folón, Vigo”, Edita Clube Espeleolóxico Maúxo, Vigo.
- CENGEL, Y.A. & GHAJAR, A.J. (2011). *Numerical Methods in Heat Conduction*. McGraw-Hill.
- CHAPMAN, A.J. (1968). Transferencia de calor. 2ª Edición. Ed. Interciencia. (Condensación: pp:306-314; Difusividad: pp:142-150.

- CHARANIYA, N.A. & DUDUL S.V. (2013). Time Lag recurrent Neural Network model for Rainfall prediction using El Niño indices. International Journal of Scientific and Research Publications, Volume 3, Issue 1, January 2013.
- CHABERT C. & COURBON, J. (1997). Atlas des cavités non calcaires du monde. Ed. Pre de Mme Carles, Paris.
- CHEN, X., WU, J. & HU, Q. (2008). Simulation of Climate Change Impacts on Streamflow in the Bosten Lake Basin Using an Artificial Neural Network Model. JOURNAL OF HYDROLOGIC ENGINEERING © ASCE / MARCH 2008, pp180-183.
- CHING-SHIH, T., SHIH-CHIA, C. & PO-WU, L. (2007). Using Crowding Distance to Improve Multi-Objective PSO with Local Search. Swarm Intelligence: Focus on Ant and Particle Swarm Optimization. Book edited by Felix T.S. Chan and Manoj Kumar Tiwari. Itech Education and Publishing, Vienna, Austria.
- COLLINA-GIRAD, J. (1996) - Prehistory and coastal karst area: Cosquer cave and the "Calanques" of Marseille. Karstologia 27; pp: 27-40.
- COMBES, J. M., GROSSMANN, A., TCHAMIT-CHIAN, P., (1989). Wavelets, Time-Frequency Methods and Phase Space. 1st Int. Wavelet ConTr., Marseille, Dec. 1987, Inverse Probl. Theoret. Imaging. Springer.
- COROMINAS, J. (2012) Tipos de rotura en laderas y taludes. [Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica](http://www2.etcg.upc.edu/asg/Talussos/pdfs/ClasificacionDeslizamientos.pdf). Universitat Politècnica de Catalunya. Publicación on-line (<http://www2.etcg.upc.edu/asg/Talussos/pdfs/ClasificacionDeslizamientos.pdf>).
- COULIBALY, P., ANCTIL, F., ARAVENA, R., & BOBÉE, B. (2001). ANN modeling of water table depth fluctuations. Water Resources Research, 37(4), 885–896.
- COULIBALY, P., ANCTIL, F., & BOBÉE, B. (2001). Multivariate reservoir inflow forecasting using temporal neural networks. Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, 6(5), 367–376.
- CREIXELL, J. (1992) Estabilidad de las construcciones. Reverté Ediciones. 387 pp.
- CSN, 2011. Instrucción IS-33, de 21 de diciembre de 2011, del Consejo de Seguridad Nuclear, sobre criterios radiológicos para la protección frente a la exposición a la radiación.
- CSN, 2012. Guía de Seguridad del CSN, GS-11.04 sobre “Metodología para la evaluación de la exposición al radón en los lugares de trabajo”.
- CSN & ENUSA, (2000). Proyecto Marna. Mapa de radiación natural. Colección Informes Técnicos 5.2000. Referencia INT-04-12. CSN. Pp:104, 116, 121, 123.
- CSN & ENUSA, (2003). Mapa de Exposición Potencial al Radón (Proyecto Marna-Galicia) - Xunta de Galicia, el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) y ENUSA Industrias Avanzadas S.A.
- CURL, R.L. (1964). “On the definition of a cave” The National Speleological Society, 26 (1): 1-6.
- CUSHING, G.E. (2012). Candidate cave entrances on Mars. Journal of Cave and Karst Studies, v. 74, no. 1, p. 33-47. DOI: 10.4311/2010EX0167R. Limit: Tectonic constrains. Technophysics 474:124-143.
- DE PRADO, C. 1864 (1975). Descripción física y geomorfológica de la Provincia de Madrid. Publicaciones especiales Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid, 352 p.
- DE UÑA ALVAREZ, E. (2013). Development trends of tafoni forms (incipient stages). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de laxe, A Coruña, 2013, Vol. 37, pp: 57 – 64.
- DE UÑA ALVAREZ, E. (2013). Sobre los estudios de marmitas. Manuscrito. Comunicación personal.
- DE UÑA ALVAREZ, E. (2013). Sobre muestras de marmitas en el Miño. Manuscrito.

Comunicación personal.

DE VICENTE, G. & VEGAS, R. (2009). Large-scale distributed deformations controlled topography along the western Africa-Euraisa

DEB, K. PRATAP, A. AGARWAL S. & MEYARIVAN, T. (2002). A Fast and Elitist Multiobjective Genetic Algorithm NSGA-II. IEEE TRANSACTIONS ON EVOLUTIONARY COMPUTATION, VOL. 6. NO. 2, APRIL 2002, pp182-187.

DEMUTH, H. & BEALE, M. (1994). Backpropagation. Neural Network Toolbox for use in Matlab. The Math Works Inc. 1994.

DEEP K. & THAKUR M. (2007) A new crossover operator for real coded genetic algorithms. Applied Mathematics and Computation, volume 188, issue 1, 895-911.

DEEP K. & THAKUR M. (2007) A new mutation operator for real coded genetic algorithms. Applied Mathematics and Computation, volume 193, issue 1, 211-230.

DIAZ, A., GLOVER, F., GHAZIRI, H.M., GONZALEZ, J.L., LAGUNA, M. MOSCATO, P. & TSENG, F.T. (1996) – Optimización Heurística y Redes Neuronales en Dirección de Operaciones e Ingeniería. Editorial Paraninfo. Madrid. Pp: 19-36, 67-103.

DIBIKE, Y.B. & COULIBALY, P. (2006). Temporal neural networks for downscaling climate variability and extremes. 2006 Special issue. Neural Networks 19 (2006). ELSEVIER. Pp:135-144.

DIBIKE, Y. B., SOLOMATINE, D., & ABBOTT, M. B. (1999). On the encapsulation of numerical-hydraulic models in artificial neural network. Journal of Hydraulic Research, 37(2), 147–161.

DIZ DIOS, J.H. (1988). Furnas del litoral pontevedrés. FURADA n.º 2. Edita Federación Galega de Espeleoloxía (FGE), A Coruña 1988.

DIZ DIOS, J.H. (1989). Furnas del municipio de Cangas de Morrazo. FURADA n.º 3. Edita Federación Galega de Espeleoloxía (FGE), A Coruña 1989.

DIZ DIOS, J.H. & RIOS BASADRE, R. (1994). El “Buraco do Inferno”, espectacular y legendario. FURADA n.º 8. Edita Federación Galega de Espeleoloxía (FGE), A Coruña 1994.

DIZ DIOS, J.H. & RIOS BASADRE, R. (2001). Catálogo de furnas do litoral pontevedrés. FURADA n.º 10. Edita Federación Galega de Espeleoloxía (FGE), A Coruña 2001.

DOMINGUEZ-VILLAR, D., FAIRCHILD, I.J., BACKER, A. CARRASCO, R.M. & PEDRAZA, J. (2013) - Reconstruction of cave air temperature based on surface atmosphere temperature and vegetation changes: Implications for speleothem palaeoclimate records. Earth and Planetary Science Letters 369-370 (2013). Elsevier. pp: 156-168.

DREWRY, J. (1986). Glacial geologic process. Edward Arnold, London, 276 pp.

DURÁN, R. & DIEZ, R. & GARCÍA-GIL, S. & VILAS, F. (2006). Curva del nivel del mar relativo en las Rías Baixas (Galicia, Noroeste España). Conference Paper · November 2006. 5º SIMPOSIO sobre a MARGEM IBÉRICA ATLÁNTICA / 5º SIMPOSIO sobre el MARGEN IBÉRICO ATLÁNTICO / 5th SYMPOSIUM on the IBERIAN ATLANTIC MARGIN

ERASO, A. & PULINA, M. (1994). Cuevas en hielo y ríos bajo los glaciares. McGRAW HILL/INTERAMERICANA DE ESPAÑA, S.A. Madrid. Pp: 13-17, 67-72

ESF- European Science Foundation (2015) Review of the MEAG Report on Mars Special Regions. DOI:10.17226/21816. 75 Pages. (<http://www.nap.edu/21816>)

ESZTERHÁS, I.; GAÁL, L. & TULUCAN, T. (1996). Caves i the volcanic rocks of the Carpathian Ranges. Proceedings of the 6th International Symposium on Pseudokarst, Gyateö,Hungary, 1996, 136-157.

- FIELD, M. S. (2002). A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special to Environmental Karst Hydrology. EPA/600/R-02/003, 2002, EPA: Washington, DC
- FLETCHER, D. & GOSS, E. (1993). Forecasting with neural networks. An application using bankruptcy data. *Information & Management*, 24 (1993), 159-167.
- FOGEL, D.B. (1994). An introduction to Simulated Evolutionary Optimization. *IEEE Transactions on Neural Networks*. Vol.5, N° 1, January 1994.
- FORBES, J. (1998). Air Temperature and Relative Humidity Study: Torgac Cave, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies* 60(1): 27-32.
- FORTI P (2001) Biogenic speleothems: an overview. *International Journal of Speleology*, 30A((1/4)): 39-56.
- FOWLER, C.M.R., 1990. The Solid Earth. Cambridge University Press, Cambridge, pp: 505.
- FRAZIER, M. (1997). The discovery and exploration of Hurricane Cave. *NSS News*. January 1997. National Speleological Society, Inc. pp: 6-9 & 14
- GAÁL, L'. (2003a). Genetické typy rozsadlinových jaskýň na Slovensku. *Slovenský kras*, 41, 29-45.
- GAÁL, L'. (2003b). Tree-mould caves in Slovakia. *International Journal of Speleology*, 32, 107-111.
- GAÁL, L'. & BELLA, P. (1994). Genetické typy jaskýň v nekrasových horninách Slovenska. *Proceedings, 5th Pseudokarst Symposium, Szczyrk*, 20-24.
- GAÁL, L'; TACHIYARA, H. & URATA, K. (2004). Hot and Cold Way of Origin of the Tree Mold Caves. *Proceedings of the 8th International Symposium on Pseudokarst, Teplý Vrch – Slovakia, 2004*. pp:14-21.
- GABOR, D., 1946, Theory of communication: *J. I.E.E.E.*. v. 93, p.429-441.
- GADÁNYT, P. (2008). Sea cave development in an alternating sequence of nearly horizontal basaltic hyaloclastite and compact lava layers in Dyrhólaey, Iceland. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, Vol. 33, pp:155-165.
- GARCÍA YAGÜE, A. Y GARCÍA ÁLVAREZ, J. (1988). Clasificación tipológica de los movimientos de ladera". *Comunicaciones II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella. pp. 53-64
- GASPAR-CUÑA, A. & VIEIRA, A. (2004). A Hybrid Multi-Objective Evolutionary Algorithm Using an Inverse Neural Network. *Conference Paper, January-2004*.
- GILLI, E. (2015). *Kartology. Karst, caves and springs. Elements of fundamental and applied karstology*. CRC Press. 244 p.
- GOBIERNO DE ARAGÓN, (2011). Protocolo ante agresiones por animales con riesgo de transmisión de rabia. Gobierno de Aragón, Departamento de salud y Consumo. (http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/SaludConsumo/Profesionales/13_SaludPublica/21_Zoonosis/2011%20Protocolo%20rabia%20.pdf)
- GOLCHHA, A. & GAJALA QURESHI, S. (2015). Non-Dominated Sorting Genetic Algorithm-II – A Succinct Survey., / (IJCSIT) *International Journal of Computer Science and Information Technologies*, Vol. 6 (1) , 2015, 252-255
- GOLDBER, D.E. (1989) – Genetic Algorithms in search, optimizatuion and machine learning. Addison Wesley Publishing, Inc.
- GONZALEZ DE VALLEJO, L.I.; FERRER, M.; ORTUÑO, L. & OTEO, C. (2002). *Ingeniería geológica*. Prentice Hall – Pearson Educación, S.A.
- GRIMES, K.G. (2010). Poster: Lava tube Formation. *REGOLITH MAPPING*. Ken Grimes V2.0 7-2010. 6 pages.

- GRINSTED, A., MOORE, J.C. & JEVREJEVA, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* (2004) 11. 561-566. European Geosciences Union.
- GULDEN, B. (2016). Worlds Longest Lava Tubes (May 18, 2016). <http://www.caverbob.com/lava.htm>.
- GUNN, R.G. (2006). Mulka's Cave Aboriginal rock art site: its context and content. *Record of the Western Australian Museum* 23: 19-41 (2006).
- GUTAK, J.M. & RUBAN, D.A. (2013). Catastrophes versus events in the geological past: how does the scale matter?. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, A Coruña, 2013, Vol. 37, pp:163-180.
- HAJELA, P. & BERKE, L. (1991). Neurobiological computational models in structural analysis and design. *Computers & Structures* 41(4):657-667.
- HALLIDAY, W.R. (2007). Pseudokarst in the 21st century. *Journal of Cave and Karst Studies*, v.69, no. 1, p. 103-113.
- HALMOS, P.R. (1974). *Locally Compact Spaces. Measure Theory*. Springer-Verlag. New York-Heidelberg-Berlin, Inc.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, J.J.; OROMÍ-MASOLIVER, P.; LÁINEZ-CONCEPCIÓN, A.; ORTEGA-MUÑOZ, G.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.E.; LÓPEZ RONDÓN, J.S.; MEDINA-HERNÁNDEZ, A.L.; IZQUIERDO-ZAMORA, I.; SALA, L.; ZURITA, N.; ROSALES-MARTÍN, M.; PÉREZ-RIJO, F. & NARTÍN-ESQUIVEL, J.L. (1995). Catálogo Espeleológico de Tenerife. Coordina J.J. BACALLADO ARÁNEGA. Museo de Ciencias Naturales de Tenerife. Cabildo de Tenerife. 173 pag.
- HEWITSON B.C. & CRANE, R.G. (1992). Large-scale atmospheric controls on local precipitation in tropical Mexico. *Geophys. Res Lett* 19:1835 –183
- HIDALGO CUÑARRO, j.m.; RODRÍGUEZ SAIZ, E.; SUÁREZ OTERO, J. (1997). Nuevos datos sobre prehistoria Viguesa: Estudio de los materiales arqueológicos de las cavidades de “O Folón” (Coruxo). *Castrelos* vol. 9-10 (1996-1997). *Revista do Museo Municipal “Quiñones de León”*. Vigo. pp.55-79.
- HILDRED-WERKER, Val & WERKER, Jin C. (2006). Cave Conservation and Restoration. *National Speleological Society*. Huntsville, Alabama (USA). pp: 188-192.
- HOCHMUTH, Z. (1995). Pseudokrasové gravitačné jaskyne v pohori Bachureň (centrálkarpatský flyš). *Preserving of Pseudokarst Caves, Proceedings of International Working Meetin, Rimavská Sobota – Salgótarján*, 61-67.
- HOLLMULLER P & LACHAL, B. (2005). Buried pipe systems with sensible and latent heat exchange: Validation of numerical simulation against analytical solution and long-term monitoring. 9th Conference of International Building Performance Simulation Association. August 15-18 2005. Ecole Polytechnique de Montréal.
- HULT, R. (1873). *Fran Nord till Syd Kalender Fjällvandringar i Galicien och Zamora*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 403-416.
- HÜTTE (1965). *Manual del ingeniero*. Tomo I. Editorial Gustavo Gili, S.A. - Barcelona.
- IDAE (2010). *Guía Técnica – Diseño de sistemas de bomba de calor geotérmica*. Ahorro y Eficiencia Energética en Climatización, nº 14. Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía.
- IGME (1987). *Manual de perforación y voladura de rocas*. Serie Geotécnia. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 464 páginas.
- IKEDA, H. (1990). Tafoni topography and its development process as seen in the Jhumonjin area of the northeastern coastal Korean Peninsula. *Memoirs of Nara University* 18: 49-66.

- IKEDA, H. (1998). *Kakol"gan chikei no sekai* [The world of granite landforms]. June 1, 1998.
- INVASSAT, (2013) Manual Práctico para la evaluación de riesgos biológicos en actividades laborales diversas. BIOGAVAL 2013" (<http://www.invassat.gva.es>).pp: 12-22.
- IRNAS-CSIC, (2012). Evaluación de Riesgos "Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Sevilla" CSIC. Servicio de Prevención del CSIC en Sevilla.
- JAEGER, J. C. (1959), 'The use of complete temperature-time curves for determination of thermal conductivity with particular reference to rocks'', Australian Journal of Physics, vol. 12, núm. 3, pp. 203-217.
- JALURIA, Y. & TORRANCE, K. (2002). Computational Heat Transfer. Second Edition. CRC Press. 560 pages.
- JIN, Y., OKABE, T. & SENDHOFF, B. (2001). Adapting weighted aggregation for multiobjective evolution strategies. In L. Thiele K. Deb and E. Zitzler, editors, Proceedings of First International Conference on Evolutionary Multi-Criterion Optimization, Springer, 2001. pp: 96–110.
- JOEN, C.T.; LIU, L. & De PAEPE, M. (2012). Comparison of Earth-Air and Earth-Water Ground Tube Heat Exchangers for Residential Air-Conditioning Application. International Refrigeration and Air Conditioning Conference at Purdue, July 16-19, 2012.
- JOHNSTON, J.F.W. (1840) On The Constitution Of Pigotite And On The Mudesous And Mudesic Acids. [abstract]. Abstracts Of The Papers Printed In The Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London, vol. 4, 1837 – 1843, PP. 239-241
- JOHNSTON, S.T., GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (2010). The North American Cordillera and West European Variscides: contrasting interpretations of similar mountain systems. Gondwana Res. 17:516-525.
- KAMEN, E.W. & HECK, B.S. (2008). Fundamentos de Señales y Sistemas usando la Web y MATLAB. Tercera edición. Pearson – Prentice Hall. México. P:672.
- KARSOLIYA, S. (2012). Approximating Number of Hidden layer neurons in Multiple Hidden Layer BPNN Architecture. International Journal of Engineering Trends and Technology. Volume 3. Issue 6. 2012. pp:714-717
- KASPARIAN, V.; BATUR. C.; ZHANG, H.; PAVODAN, J. (1994). Davidon Least Squares-Based Learning Algorithm for Feedforward Neural Networks. Neural Networks, Vols. 7, N° 4, pp:661-670. Elsevier Science Ltd., 1994.
- KEJONEN, A. (2004). On the Finish Pseudokarst. Proceedings of the 8th International Symposium on Pseudokarst. Tepľý Vrch, Slovakia. Pp: 24-31.
- KEMPE, S., & HALLIDAY, W.R. (1997). Report on the discussion on pseudokarst. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, v. 6, Basel, Switzerland, Speleoprojects.
- KINNEBROCK, W. (1994). Accelerating the standard backpropagation method using a genetic approach. Neurocomputing, N° 6, Elsevier Science B.V., 1994. pp:583-588.
- KOPECKY, J. (1996) Investigation and survey of "root forms" in the sandstone pseudokarst. Proceedings of the 6th International Symposium On Pseudokarst. Galyateto, Hungary 1996.
- KOSKO, B. (1992). Neural networks and Fuzzy Systems: A Dynamical Systems Approach To Machine Intelligence. Prentice-Hall, Inc.
- KRASNOPOLSKY, V.M., FOX-RABINOVITZ, M.S., TOLDMAN, H.L. & BELOCHITSKI, A.A. (2008). Neural network approach for robust and fast calculation of physical processes in numerical environmental models: Compound parametrization with a quality control of larger errors. Neural Networks, 21 (2008), ELSEVIER, pp:535-543.

- KRASNOPOLSKY, V.M. (2013). The Application Of Neural Networks In The Earth System Sciences> Neural Networks Emulations for Complex Multidimensional Mappings. Springer Science & Business Media, Jun 14, 2013 - [Science](#) - 189 pages
- KRASNOPOLSKY, V. M. , FOX-RABINOVITZ M.S. , TOLMAN, H.L., BELOCHITSKI, A.A. (2008). Neural network approach for robust and fast calculation of physical processes in numerical environmental models: Compound parameterization with a quality control of larger errors. *Neural Networks* 21 (2008) 535–543, ELSEVIER
- KUSUDA & ACHENBACH (1965). Earth temperature and thermal diffusivity at selected stations in the United States. *ASHRAE Transactions*. 1965, vol. 71, p. 61-75
- KVERLBERG, J. & POPOFF, B. (1938). Die Tafoniverwitterungscheinung. *Kimijas Fakultates Serijia IV.6*, 129-369 (Latvijas Univ. Raksti, Riga).
- LARSON, C.V. (1991). Nomenclature of Lava Tube Features. *Proceedings of the Sixth International Symposium on Vulcanospeleology*. Hilo, Hawaii, August 1991. pp:231-248.
- LAU, K.-M & WENG, H. (1995) - Climate Signal Detectiton Using Wavelet Transform: How to Make a Time Series Sing. *Bulletin of the American Metereological Society*. Vol. 76, N°. 12, December 2015. pp: 2391-2402.
- LEP-INSHT, 2015 .- Amoníaco. Límites de Exposición Profesional para Agentes Químicos en España, adoptados por el INSHT para el año 2015.
- LEP-INSHT, 2015 .- Dióxido de carbono. Límites de Exposición Profesional para Agentes Químicos en España, adoptados por el INSHT para el año 2015.
- LEHOTSKÝ, R. (1994). Krasové a pseudokrasové jaskyne Devínskych Karpát. *Slovenský kras*, 32, 23-40.
- LEONHARDT, F. & MÖNNING, E. (1975). *Vorlesungen über Massivbau. Zweiter teil. Sonderfälle der Bemessung mi Stahlbetonbau*. Springer Verlag Berlin 144p.
- LEVIN, A.U.; NARENDRA, K.S. (1993). Control of nonlinear systems using neural networks. *Controllability and Stabilization*. *IEEE Transactions on Neural Networks*, Vol.4, n.º 2, March 1993.
- LIAN, J.; ZHANG, Y.; LIU, F.; ZHAO, Q. (2015). Analysis of the ground vibration induced by high dam flood discharge using the cross wavelet transform method. *Journal of Renewable and Sustainable Energy* 7(4):043146-July 2015.
- LIN, C.H. & LIN, P.L. (2010) A new non-dominated sorting genetic algorithm for Multi-Objective Optimization. *Modeling*, (www.intechopen.com). *Simulation and Optimization – Focus on Applications*, 86-104.
- LIU, H.-L., BAO, A.-M., CHEN, X., WANG, L., PAN, X.-L. (2011). Response analysis of rainfall-runoff processes using wavelet transform: a case study of the alpine meadow belt. *Hydrol. Process.* 25 (14), 2179-2187.
- LJUNG, L (1993). *System Identification ToolBox for use with MathLab*. The Math Works Inc.
- LÓPEZ FERNÁNDEZ, C. 2008. Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la Península Ibérica. *Serie Nova Terra*, Vol. 35. A Coruña. 293pp.
- LÓPEZ FLORES, I. (2003). Los problemas del pH en el diagnóstico diferencial. *Actas VII Congreso Nacional de Paleopatología*, Universitat de les Illes Balears, Mahón-Menorca, 2003. pp. 403-411.
- LÓPEZ GALINDO, M. J. (2013). *Biomíneralización de rocas ígneas*. Tesis doctoral. Instituto Universitario de Xeoloxía “Isidro Parga Pondal”. Universidade da Coruña.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, R.; BARRAGÁN, R.; BERALDI-CAMPESI, H.; LÁNCZOS, T.; VIDAL-ROMANÍ, J.R.; AUBRECHT, R.; BERNAL URUCHURTU, J.P.; PI PUIG, T. ; & RAMÓN ESPINASA-PEREÑA. (2016). Morphological and mineralogical characterization of

- speleothems from the Chimalacatepec lava tube system, Central Mexico. *International Journal of Speleology*, 45: 111-122. Available at: <http://scholarcommons.usf.edu/ijss/vol45/iss2/2>
- LOWRIE, W., 1997. Fundamentals of Geophysics. 1st Edn., Cambridge University Press, UK., pp: 178-202.
- LUNDBERG, J.; BREWER-CARIAS, C. & MCFARLANE, D.A. (2010). Preliminary results from U–Th dating of glacial–interglacial deposition cycles in a silica speleothem from Venezuela. *Quaternary Research* 74 (2010) 113–120
- LUNDBERG, J.E.K.; IVARSSON, M.; SALLSTEDT, T.; SJÖBERG, R.; & VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2013). Calcite Speleothems In Pseudokarst Tjuv-Antes Grotta, Northern Sweden. 2013 ICS Proceedings. 461-464.
- MA, X., ZHOU, C. & KEMP, J. (2002) Interpretation of Wavelet Analysis and Its Application in Partial Discharge Detection. *IEEE Transactions on Dielectrics and Electrical Insulation*. Vol. 9, No.3, June 2002. pp: 446-457.
- MAIMOS, M.; KONFE, B.O., KOUSSOUBE, S. & SOME, B. (2011). Alienor Method for Nonlinear Multi-Objective Optimization. *Applied Mathematics*, 2011, 2, 217-224.
- MALCOM & FILED (2002). A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special to Environmental Karst Hydrology. EPA/600/R-02/003, 2002, EPA: Washington, DC.
- MANIEZZO, V. (1994). Genetic Evolution of the Topology and Weight Distribution of Neural Networks. *IEEE Transactions on Neural Networks*, Vol.5, Nº 1, January 1994.
- MARTINEZ-ALVAREZ, J.A. (1989) – Cartografía geológica. Editorial Paraninfo. Madrid.
- MARBACH, G. & COURBON, P. (1972). *Les levées topographiques et leur précision*. Spelunca 1972-2. pp:34-37.
- MARTÍN DEL BRÍO, B. & SANZ MOLINA, A. (1997). Redes neuronales y sistemas borrosos. Editorial RA-MA. 400 pags.
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology* 107:210-225.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. and SUÁREZ, A. (2004). Mapa Geomorfológico de España a Escala 1:50.000. Guía para su elaboración. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- MARTÍNEZ, A., CASTILLO, F., PÉREZ, A., VALCÁRCEL, M., BLANCO, R. 1999. Atlas climático de Galicia. Norma Editorial, Santiago de Compostela, pp.75.
- MARTÍNEZ I RIUS (1992). Topografía Espeleológica. Federación Española de Espeleología. Badalona.
- MASTERS, T. (1993). Practical Neural Networks Recipes in C++. Academic Press.
- MATH WORKS (1992). MATLAB – High-Performance Numeric Computation and Visualization Software. Reference Guide. The Math Works Inc.
- MATSUKURA, Y. & TANAKA Y. (2000). Effect of rock hardness and moisture content on tafoni weathering in the granite of mount Doeg-Sung, Korea. *Geografiska Annaler* 82 A(1): 59 – 67.
- McPHERSON, M.J. (2008) - Subsurface Ventilation Engineering. Mine Ventilation Services, Inc. (<http://www.mvsengineering.com/>)
- MEADOWS, D.H. (2008). Thinking in systems: a primer. Chelsea Green Publishing Company, Vermont.
- MELLENDEZ, B. & FUSTER, J.M. (1994). Geología. Sexta edición. Editorial Paraninfo.

Pp:836-837.

MÉNDEZ QUINTAS, E. (2006) "Contextualización das ocupacións Prehistóricas nas cavidades de O Folón (Coruxo, Vigo)", *I Congreso Galego de Espeleoloxía*, O Barco de Valdeorras, outubro 2006, Ed. Federación Galega de Espeleoloxía, A Coruña.

MÉNDEZ-QUINTAS, E.; GROBA-GONZÁLEZ, X.; VILAR-PEDREIRA, X.L.; DE PRADO-VÁZQUEZ, A.; COSTAS-GOBERNA, J.B.; OTERO-DACOSTA, T.; LÓPEZ MOSQUERA, J.M.; GARCÍA GARCÍA, M.; SERODIO-DOMÍNGUEZ, A. (2013). As Covas da Trapa (Monte Aloia, Galizia): reforzando la importancia de la ocupación humana en las cuevas durante la Prehistoria Reciente del NW. Actas V Jornadas do Quaternário, APEQ, 2013.

MESSAC, A., E-SUKAM, C.P. & MELACHRINOUDIS (2000). Aggregate Objective Functions and Pareto Frontiers: Required Relationships and Practical Implications. Optimization and Engineering Journal, Kluwer Publishers, Vol. 1, No. 2, June 2000, pp. 171-188.

METEOGALICIA (2009) – Informe climatolóxico ano 2008.

METEOGALICIA (2011) – Informe climatolóxico ano 2010.

METEOGALICIA (2012) – Informe climatolóxico ano 2011.

METEOGALICIA (2013) – Informe climatolóxico ano 2012.

MICHALEWICZ Z. (1995) Genetic algorithms, numerical optimization and constraints. Proceedings of the Sixth International Conference on Genetic Algorithms, 151-158.

MORAN, M.J. & SHAPIRO, H.N. (2004). Fundamentos de termodinámica térmica. Segunda Edición. Editorial Reverté. 888 páginas.

MORLET, J., ARENS, G., FOURGEAU, E. & GIARD, D. (1982). Wave propagation and sampling theory – Part I: Complex signal and scattering in multilayered media. GEOPHYSICS, VOL. 47. NO. 2 (FEBRUARY 1982); pp 203-221.

MORLET, J., ARENS, G., FOURGEAU, E. & GIARD, D. (1982). Wave propagation and sampling theory – Part II: Sampling theory and complex waves. GEOPHYSICS, VOL. 47. NO. 2 (FEBRUARY 1982); pp 222-236.

MÖRNER, N. & SJÖBERG, R. (2011) – Second International Conference on Granite Caves Sweden, 2011. Exursion Guide for the Local and Main Excursions. Svenska Grottor nr. 12. Sveriges Speleolog-Förbund.

MSC, (2008). La zoonosis rábica en quirópteros: Manual de buenas prácticas y manejo de los murciélagos. Informes, Estudios e Investigación 2008. Ministerio de Sanidad y Consumo.

NAVARRO, L. & BAREA, P. (1921). La bolivarita, nueva especie mineral. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 21, 326-328.

OGATA, K. (1993). Ingeniería de Control Moderna. Prentice-Hall Hispanoamericana, S.A. 1020 pp.

OLLIER, C.D. & SMITH, J.M.B. (1994). Crombie's Cave. A granite cave in New England, NSW. Helictite, 1994, Vol. 32, Issue 1, p.17-20.

ONDERKA, M., BANZHAF, S., SCHEYTT, T. & KREIN, A. (2013). Seepage velocities derived from thermal records using wavelet analysis. Journal of Hydrology 479, pp. 64-74. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.11.022

OROZCO CUENCA, M.T.; PEREZ CERDAN, F. & GONZALEZ FERNADEZ, M.I. (2008). Librería de símbolos MAGNA-STYLE (Version 2.0 – Julio 2008). Informe Técnico Infraestructura Geocientífica y Servicios. Sistemas de Información Geocientífica (IGSSIG). Instituto Geológico y Minero de España.

ORTEGA, J.A.; GÓMEZ-HERAS, M.; PÉREZ-LÓPEZ, R.; WOHL, E. (2013): Multiscale structural and lithologic controls in the development of stream potholes on granite bedrock

- Rivers. *Geomorphology* (manuscript).
- OSBORNE, R. AMSTRONG L. () Paleokarst: Cessation or rebirth?. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. The Virtual Scientific Journal* (www.speleogenesis.info). Vol 2 - Issue 2.
- PASINI, A. & LANGONE, R. (2010). Attribution of Precipitation Changes on a Regional Scale by Neural Network Modeling: A Case Study. *Water* 2012, 2. pp:321-332. Doi:10.3390/w2030321.
- PCC, 2007. Pennsylvania Cave Conservancy. Cave Database (developed in 1982 by K.D.Wheeland). Pennsylvania Cave Conservancy, February 2007 (http://caves.org/conservancy/pcc/Files/Caves_PA_Manual_ver_1.pdf)
- PELTOKANGAS, R. & SORSA, A. (2007). Real-coded genetic algorithms and nonlinear parameter identification. Report A No 34, April 2008. University of Oulu, Control Engineering Laboratory.
- PENCK, A. (1894). *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn, Stuttgar. 2 volumen.
- PETFORD, N. (2003). Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review Earth Planetary Science* 31, 399-427.
- PIDLISECKY, A., KNIGHT, R. (2011). The use of wavelet analysis to derive infiltration rates from time-lapse one-dimensional resistivity records. *Vadose Zone J.* 10 (2), 697-705.
- PIEDECAUSA GARCÍA, B. (2011). *La vivienda tradicional excavada: Las casas-cueva de Crevillente*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante.
- POLIKAR, R. (). *The Wavelet Tutotural*. Second Edition. (<http://web.iitd.ac.in/~sumeet/WaveletTutorial.pdf>).
- POLK, J.S.; VAN BEYNEN, P.; ASMEROM, Y. & POLYAK, V.J. (2013). Reconstructing Past Climates using Carbon Isotopes from Fulvic Acids in Cave Sediments. *Chemical Geology* (2013), doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.09.022
- POLYAK, V.J. & PROVENCIO, P.P. (2006). Protecting Lava Tube Caves. Two - Section A-Identifying and Protecting Cave Resources. *Cave Conservation and Restoration*. Edited by Val Hildreth-Werker and Jim C. Werker. National Speleological Society. pp. 133-145.
- PRINCIPE, J. C., EULIANO, N. R. & LEFEBVRE, W. C. (2000). *Neural and adaptive systems: Fundamentals through simulations*. New York: Wiley.
- PROKOPH, A. & EL BILALI, H. (2008). Cross-Wavelet Analysis: a Tool for Detection of Relationships between Paleoclimate Proxy Records. *Math Geoscience* 40: 575-586. DOI 10.1007/s11004-008-9170-8.
- PRUSA, Z. (2014). The Large Time-Frequency Analysis Toolbox (TFAT – Wavelets). <http://lftfat.sourceforge.net/doc/wavelets/index.php>
- PUCH, C. (1997). *Cuevas y Simas: Cómo Representarlas y localizarlas*. Edita: Espeleo Club de Gràcia. Barcelona. Pp: 35-38.
- REUSCH, H.H. (1883). Notes sur la geologie de la Corse. *Societ´té Geologique de France Bulletin* 11: 53-67.
- RICHARDS, B. (1996). Millerton Lake Cave System. Fresno-County, California. Poster. NSS – National Speleological Society. Nr. 13720. USA.
- RICHARDSON, K. & CARLING P.A. (2005). A tipology of sculpted forms in open bedrock channels. *Geological Society of America GSA-Special Papers* 2005, v.392, p. 1-108.
- RIETSCHER, H. & RAISS, W. (1965) *Tratado de calefacción, ventilación y acondicionamiento del aire*. 2ª edición. Editorial Labor, S:A. Barcelona. (Flujo Solar: Pp:415, 696-697).

- RIPON K.S.N., KWONG S. & MAN K.F. (2007) A real-coding jumping gene genetic algorithm (RJGGA) for multiobjective optimization. *Information Sciences*, Volume 177, Issue 2, 632-654.
- RODRIGUEZ-GARCIA, J.A. & PEREZ-CERDAN, F. (2006). Normas de organización de la información del Mapa Geomorfológico Nacional digital (versión 1.0 – noviembre 2006). Informe Técnico. Tecnologías y Sistemas de la Información. Sistemas de Información Geográfica (TSIG). Instituto Geológico y Minero de España.
- SÁNCHEZ DE RIVERA, D.P. (1989). Estadística. Modelos, y métodos. Modelos lineales y series temporales 2ª edición revisada. Alianza Universidad Textos. Alianza Editorial, S.A. Madrid. Pp:549:615.
- SÁNCHEZ SALDAÑA, I.; GALARZA, C.; CORTÉZ-FRANCO F. (2010). Infecciones micóticas sistémicas o profundas: Histoplasmosis. *Dermatol*, Perú, 2010, vol 20(1)
- SÁNCHEZ SANTOS, S. & SEGADO VÁZQUEZ, F. (2011). Bajo tierra. Pasado y futuro de las ciudades enterradas. II Congreso de arquitectos de la región de Murcia (<http://www.coamu.es/congresoarquitectos/index.jsp?ruta=4>)
- SANJURJO SÁNCHEZ, J. & VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2011). Luminiscence dating of pseudokarst speleothems: A first approach. CORALS II Conference (2011).
- SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; VIDAL-ROMANI, J.R.; VAQUEIRO-RODIRGUEZ, M..; COSTAS-VAZQUEZ, R. & GRANDAL-D'ANGLADE, A. (2013). TL estimation of ages of pottery fragments recovered from granite caves in the NW coast of Spain. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña. 2013. Vol. 37, pp. 73 - 88
- SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; VIDAL-ROMANI, J.R.; VAQUEIRO-RODIRGUEZ, M..; COSTAS-VAZQUEZ, R. & ARCE-CHAMORRO, C.. (2014). Luminescence dating of speleothems from granite caves. XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Cáceres 2014. 474-477.
- SANNA, L. ; DE WAELE, J.; CALAFORRA, J.M.; ROSSI, A. & CABRAS, S. (2011). Granite Caves in Sardinia: The case of the Gulf Orosei (Central East Sardinia, Italy). Presenation 2nd International Conference on Granite Caves, Sweden.
- SAUCEDA PIZARRO, M.I. (2001). Pinturas y grabados rupestres esquemáticos del Monumento Natural de Los Barruecos. Malpartida de Cáceres, Junta de Extremadura.
- SCHEUERER, M.; LUNDBERG, J.E.K.; SJÖBERG, R. (2013). Gobholo cave: A long granite cave in Swaziland (Southern Africa). *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno 2013, Vol.3. 305-307.
- SEBALD, A.V. & SCHLENZIG, J. (1994). Minimax design of neural-net controllers for uncertain plants. *IEEE Transactions on Neural Networks*. Vol. 5, Issue 1, 73-82.
- ŠEBELA, S. (2008). Broken speleothems as indicators of tectonic movements. *ACTA CARSTOLOGICA* 37/1, 51-2, POSTOJNA
- SEMENDEROĞLU, A. & AYTAÇ, A.S. (2013). A Pseudokarstic Cave In Kumalar Mountain: Çakmaktepe Cave (KUMALAR Mountain-Sandikliafyon- Turkey). *International Journal of Social Science* Volume 6 Issue 4, p. 975-1002, April 2013
- SIDEN, A. (1980) Bodagrottorna. Fläck-grottan. AB Söderhamns-Kurrirens Tryckeri 1983.
- SJÖBERG, R. (1994). Bedrock caves and fractured rock surfaces in Sweden. Occurrence and origin. Doctoral Thesis. Paleogeophysics & Geodynamics. Stockholm University. Stockholm, Sweden, 1994. Pages: 110.
- SJÖBERG, R. (1994). Tunnel-caves in Sweden. Morphological and morphogenetical studies. Svenska grottor nr. 8. Sveriges Speleolog-Förbund. Västerås, Sweden. Pages 42.
- SMERDON, J. E. & STIEGLITZ, M. (2006) Simulating heat transport of harmonic

- temperature signals in the Earth's shallow subsurface: Lower-boundary sensitivities. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L14402, doi:10.1029/2006GL026816, 2006
- SMERDON, J.E., POLLACK, H.N., CERMAK, V., ENZ, J. W., KRESL, M., SAFANDA, J. & WEHMILLER, J.F. (2006) Daily, seasonal, and annual relationships between air and subsurface temperatures. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 111, D07101, doi:10.1029/2004JD005578, 2006.
- SNOW, D.T. (1968) Rock fracture spacing, opening and porosities. *J. Soil. Mech. Found. Div., ASCE*, 94 (SM1) 73-91.
- SOCORRO, S. (2009). Cavernas volcánicas de Canarias. Tipos y génesis. Conferencia. Actas V Semana Científica Telesforo Bravo. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias 2010: 31-62
- SPRIEGEL, M. R. () Teoría y problemas de análisis de Fourier. Editorial McGraw-Hill Schaum.
- STEINER, D., WALTER, A. & ZUMBÜHL, H.J. (2005). The application of a non-linear back propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, Vol. 51, No. 173, 2005. pp:313-323
- STOCKER T (2011). Introduction To Climate Modelling, Thomas, Springer Science And Business Media, May 25, 2011, PP.27
- STONE, R.W. (1953). Description of Pennsylvania's Undeveloped Caves. *National Speleological Society Bulletin*, Vol. 15: 51-137.
- STRIEBEL, T. (1996). The Genetic Classification of some Types of Non-Karstic Caves, Proceeding of International Working Meeting "Preserving of Pseudokarst Caves", Rimavska Sobota-Salgótarján Banská Bystrica, 46-57.
- STRINI, A.; GUGLIELMIN, M. & HALL, K. (2008). Tafone development in a cryotic environment: an example from Northern Victoria Land, Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1502-1519 (2008).
- SUÁREZ OTERO, J. (1997). Del yacimiento de A Cunchosa al Neolítico en Galicia. Primera aproximación al contexto cultural de la aparición del megalitismo en Galicia. *O NEOLÍTICO E AS ORIXES DO MEGALITISMO* (A. Rodríguez Casal ed. 1997). pp:485-506.
- SUJONO, J., SHIKASHO, S., HIRAMATSU, K. (2004). A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrol. Process.* 18 (3), 403-413.
- SZEGVARY, T. & LEUENBERGER, M.C. & CONEN, F., (2007). Predicting terrestrial ^{222}Rn flux using gamma dose rate as a proxy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7. 2789-2795, 2007. Published by Copernicus GmbH on behalf of the European Geosciences Union.
- TAM, V. T. , DE SMEDT, F., BATELAAN, O. & DASSARGUES, A. (2004). Characterization of a cavern conduit system in Vietnam by time series correlation, cross-spectrum and wavelet analyses. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 49(5) October 2004, pp_879-900
- TENA, J.M.; AUQUÉ, L.F.; GIMENO, M.J.; FERNÁNDEZ, J.; MANDADO, J. (1990). Análisis comparativo de los valores K(T) para el equilibrio cuarzo/disolución de 0 a 100°C según los calibrados geotermométricos y las funciones utilizadas en programas de modelización geoquímica. *Estudios geológicos* No.46: 15-24 (1990).
- TINKLER, K.J. & WOHL, E.E. (1998): *Rivers over Rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107.
- THERESE, S.; IVARSSON, M. ; LUNDBERG, J.; SJÖBERG, R. & VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2014). Speleothem and biofilm formation in a granite/dolerite cave, Northern Sweden.

International Journal of Speleology, 43: 305-313.

TIWARI (2014). Design of an Earth Air Heat Exchanger (EAHE) for Climatic Condition of Chennai, India. *Open Environmental Sciences*, 2014, Volume 8. pp:25-33

TORRENCE, C. & COMPO, G.P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 79. No. 1, January 1998. pp:61-78

TRIGO, R.M. & PALUTIKOF, J.P. (1999). Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: A neural network model approach. *Climate Resarch*. Vol.13-1999. Pp45-49.

TRIMBLE (2012). User Guide: LaserAce 1000 rangefinder. Trimble Navigation Limited. Wesminster, USA. May 2012.

TURNER-WALKER, G. (2008). The chemical and microbial degradation of bones and teeth. Charpert in book: *Advances in Human Paleopathology*. Publisher Wiley, Editors Ron Pinhasi & Simon Mays, pp. 3-30.

TWIDALE, C.R. 1982. *Granite Landforms*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

TWIDALE, C.R. & BOURNE, J.A. (2008) Caves in granitic rocks: types, terminology and origins. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de laxe, A Coruña*, 2008, Vol. 33, pp: 35 - 57.

TWIDALE, C.R. & VIDAL-ROMANI, J.R. (2005). *Landforms and Geology of Granite Terrains*. A.A.Balkema Publishers Leiden. 352 pag.

UGARTE ELKARTEA, F. & LABURU, S. (2010). *Fotografía espeleológica: La sala de la Verna*. Subterránea NR.32 – 2010. Federación Española de Espeleología. Pp:20-23.

UIS (1999). *Basic Cave Mapping Symbols: The Oficial UIS list*. UIS Working Group on Cave Survey and Mapping. UIS Informatic Commission. International Union of Speleology.

UIS (2005). *Karst Surface Map Symbols* UIS Working Group on Cave Survey and Mapping. UIS Informatic Commission. International Union of Speleology - Karst Commission of the International Geographical Union (IGU).

UÑA -ÁLVAREZ, E. De & VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2008). Some minor features (tafoni, cevernous forms) in the granite terrains of Los Riojanos (Pampa de Achaa, Sierra Grande de Córdoba, República de Argentina). *Geometric and morphologic properties*. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Coruña, 2008, Vol. 33, pp: 83-99.

URBAN, J. & OTESKA-BUDZYN, J. (1998). Geodiversity of pseudokasrt caves as the reason for their scientific importance and motive of protection. *GEOLOGICA BALCANICA*, 28 3-4, Soifa, Decem. 1998, p.163-166.

VAN DER SCHUIT, S.; TINDEMANS, B. & VAN WAARDENBURG, A. (2012). *Kilimanajaro Caving 2011. Expedition Report*. De Pierk Magazine of Speleo Nederland, January 2012.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (1992).- Formacións en cavidades graníticas. *Revista da Federación Galega de Espeleoloxía FURADA* N° 6. Federación Galega de Espeleoloxía. A Coruña.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (1993).- Cavidades en terreos graníticos. *Revista da Federación Galega de Espeleoloxía FURADA* N° 7. Federación Galega de Espeleoloxía. A Coruña.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, Marcos (1994).- *Os espeleotemas silícicos e o mondmilch das cavidades graníticas da G/PO-I*. *Revista da Federación Galega de Espeleoloxía FURADA* N° 8. Federación Galega de Espeleoloxía. A Coruña.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (1996) – Identificación, estabilización y control de sistemas dinámicos no lineales mediante redes neuronales artificiales. Aplicación a un grupo nacal AC/DC. Proyecto Fin de Carrera. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Industrial.

Universidad de Vigo.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (1996) – Aplicación en CAD y CAS de interpoladores, aproximadores universales y algoritmos genéticos de optimización no lineal. Proyecto Final de Curso: Diseño y Dibujo asistido por computador. UNED 1996.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (1998).- The Hercynian Granitical Caves on the Mountain Maúxo and its Surroundings (Province of Pontevedra, Galicia - Spain). An introduction to the form concretions phenomena and the Prehistoric troglodyte human activities in the area. Mitteilungsheft der HFG Blaustein, Höhlenforschungsgruppe Blaustein . Höhlenforschungsgruppe Blaustein. Bayreuth, Denmark. 1998.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2003). Caracterización de cavidades de bloques graníticos y cuevas estructurales de Vigo-Tui, (Galicia, España). Análisis morfoestructural del sistema de O Folón. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Nº 28, pp. 231-262.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2004). Capítulo 1: As covas do Maúxo. Incluido en O Folón (Coruxo) e as outras covas do sur de Vigo. Coordina Clube Espeleolóxico Maúxo. Edita Asociacion Veciñal de Coruxo, Vigo. pp. 11-26.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2004). Karst in siliceous rocks: Pseudokarst landforms and caves in the quartz dyke of Pico Sacro (Boqueixon, Galicia). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Nº 29, pp. 247-264.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2005).- The Cave-Complex "A Touba Do Brion – Cobreiras" Cavernous Weathering Related To Mass Wasting Downward Sheeting Planes. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Vol. 30, pp. ????

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2006) – Carst e pseudocarst: Espeleotemas e outras formas relacionadas. Actas do I Congreso Galego de Espeleoloxía. 13-15 outubro 2006. Furada Especial 2011. Federación Galega de Espeleoloxía. pp:43-56.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2006). Estalagmitas de raíces no pseudocarst. Actas do I Congreso Galego de Espeleoloxía 13-15 de octubre de 2006. O Barco de Valdeorras (Ourense). pp.199-206

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2007). Topografía subterránea. Láminas del Karst y Psuedokarst de Galicai y Portugal. 2004-2007. Inédito. Registro P.I. VG-172-07 (06.08.2007). 03/2007/1685.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2009). Relación entre la fábrica estructural, la red subterránea de drenaje preferente y los depósitos naturales y arqueológicos del sistema de cavidades graníticas de O Folón (Vigo). Inédito. Registro P.I. VG-229-09 (22.09.2009) - 03/2009/1392.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2012). Pseudokarst en granitos: Cartografía geomorfológica subterránea. Inédito. Registro P.I. VG-149-2012 (04.06.2012) - 03/2012/957.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2015). Identificación, evaluación y análisis de riesgos del personal investigador de una unidad geocronológica desplazado a trabajo de campo en cuevas de distintas litologías. Trabajo Fin de Master. Master Universitario en Prevención de Riesgos Laborales. Universidad Francisco de Victoria. Madrid. 71 páginas.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M.; BARREIRO-BEN, B ; COSTAS-VÁZQUEZ, R.; SUÁREZ-PÉREZ, R. & GROBA-GONZÁLEZ, X. (2006) Rebuilding paleoflows and structures in the granitical system cave of "O Folón" (Vigo, Galicia – Spain). Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Vol. 31, pp. 88-105.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M.; BARREIRO-BEN, B ; COSTAS-VÁZQUEZ, R.; SUÁREZ-PÉREZ, R.(2007). Mapping and modelling of granite cavities: Problems in the representation of forms and work scale. Proceedings International Conference on Granite Caves. A Coruña, 2007.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M.; COSTAS-VÁZQUEZ, R.; SUÁREZ-PÉREZ, R.M.; LÓPEZ, J.M.; VIDAL-ROMANI, J.R. (2011). Pseudokarst in granites: How granite caves are developed. Abstracts of 11th Symposium on Pseudokarst. Saupsdorf / Saxon Switzerland. 12-

16 May 2010.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M.; COSTAS-VÁZQUEZ, R.; VIDAL-ROMANI, J.R. (2016). The boulder granite caves system of Albarellos, Avion-Ourense (Galicia, Spain). Newsletter/nachrichtenbrief No./Nr.26. March, 2016. Pseudokarst Commission – International Union of Speleology. Pp: 8-12.

VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M.; GROBA-GONZALEZ, X.; GARCIA-GARCIA, M.; COSTAS-GOBERNA, J. B.; OTERO-DACOSTA, T.; RODRIGUEZ-GONZALEZ, A.; MENDEZ-QUINTAS, E. (2005).- As Covas de Vincios. Edita Comunidade de Montes Vecinais en Man Común de Vincios, Gondomar.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M.; GROBA-GONZÁLEZ, X. & VIDAL-ROMANI, J.R. (2007) The Granite Structural System of “O Folón”. Coruxo – Vigo (Galicia, Spain). Poster: Special Edition for The International Conference on Granite Caves. Artes Gráficas ROEL. Depósito Legal: VG 855-2007. Vigo.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M. & VIDAL-ROMANI, J.R. (2012). Programme and field trip guides. 12th International Symposium on Pseudokarst. A Coruña, 2012. 45 páginas.

VAQUEIRO-RODRÍGUEZ, M. & VIDAL-ROMANI, J.R. (2014). Granite Pseudokarst. Proceedings XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Cáceres 2014. pp:482-485

VÁZQUEZ-VÁZQUEZ, M. (2005) Atlas de Radiación Solar de Galicia. Editor Manuel Vázquez Vázquez. ETS Enxeñaría Industrial, Universidade de Vigo.

VEIGA-GONZÁLEZ, A. & VEIGA-GONZÁLEZ, C. (2005). Del Cintolo-54 a la Rafavei-60. Furada 9:23-28.

VENDETTI, J.G.; RENNIE, C.D.; BOMHOF, J.; BRADLEY, R.W.; LITTLE, M. & CHURCH, M. (2014). Flow in bedrock canyons. Nature Vol.514, 25 september 2014. Macmillan Publishers Limited. pp. 534-537.

VIDAL-PEDREIRA, X.L. & MÉNDEZ-QUINTAS, E. (2014). Memoria da prospección da área meridional da Serra do Galiñeiro. Exp. Arqueoloxía 02.P.576 2010.001, Código SXPA CT 102A 2010/293-0. Promotor IEM. XI/2010-I/2011.

VIDAL ROMANÍ, J.R. (1980). Las cavidades naturales en granito. Posibles habitats durante la prehistoria de Galicia. Separata de Gallaecia Vol.6. Publicación del Departamento de Prehistoria y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Santiago de Compostela. 191-196.

VIDAL-ROMANÍ, J.R. (1985). El Cuaternario de la provincia de La Coruña. Modelos elásticos de formación de cavidades. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense de Madrid. Serie Tesis Doctorales, Madrid, 283 pp.

VIDAL-ROMANÍ, J.R. (1985). Estudio teórico sobre el origen de las características morfológicas de las pías (Gnammas, Vasque). Caderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe, A Coruña, Vol. 10. 133-168.

VIDAL-ROMANÍ, J.R. (1989). Geomorfología granítica en Galicia (NW España). Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 13(1989): 89-163.

VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2008). Forms and structural fabric in granite rocks. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Coruña, 2008. Vol. 33, pp. 175-198.

VIDAL-ROMANI, J.R.; BOURNE, J.A.; TWIDALE, C.R. & CAMPBELL, E.M. (2003). Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. Zeitschrift für Geomorphologie (ZfG), Nr. 47-4, Berlin-Stuttgart, Dezember 2003. pp: 417-437.

- VIDAL-ROMANÍ, J.R.; BRUM, A.; ZEZE, J.; RODRIGUEZ, L. & MONGE, C. (1990) Evolución cuaternaria del relieve granítico en la zona de Gerês-Xurés, (Minho, Portugal Ourense, Galicia). Cuaternario y Geomorfología, 4:3-12.
- VIDAL-ROMANÍ, J.R.; GONZÁLEZ-LÓPEZ, L.; SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2014). Bioweathering related to groundwater circulation in cavities of magmatic rock massifs. Environmental Earth Sciences. Springer
- VIDAL-ROMANÍ, J.R.; SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; GRANDAL-D'ANGLADE, A. VAQUEIRO-RODRIGUEZ & M.; FERNÁNDEZ-MOSQUERA, D. (2010). Geocaracterización de yacimientos arqueológicos en medio sedimentario: cronología absoluta y relativa. López Díaz, A.J. & Ramil Rego, E. (Ed.): *Arqueoloxía: Ciencia e Restauración*. Monografías, 4. Museo de Prehistoria e Arqueoloxía de Vilalba, Vilalba (Lugo). Año 2010, pp.: 7-19
- VIDAL-ROMANÍ, J.R.; SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M.; FERNÁNDEZ-MOSQUERA, D. (2010). Speleothem development and biological activity in granite caves. Géomorphologie: Relief processus, environnement, 2010. nr. 4, p. 337-346.
- VIDAL-ROMANÍ, J.R.; SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M.; FERNÁNDEZ-MOSQUERA, D. (2010). Speleothems of granite caves. Comunicações Geológicas, INETI, 2010, t.97, pp 71-80
- VIDAL-ROMANÍ, J.R. & TWIDALE, C.R. (1998). Formas y Paisajes Graníticos. Servicio de Publicacións Universidade de A Coruña. 412 pag.
- VIDAL-ROMANÍ, J.R. & VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. (2007). Program and field trip guides. International Conference on Granite Caves. Servicio de publicaciones de la Universidade de A Coruña, A Coruña, Spain, 2007. 45 páginas.
- VIDAL-ROMANÍ, J.R., VAQUEIRO-RODRIGUEZ, M. & SANJURJO-SÁNCHEZ, J. (2014). Granite landforms in Galicia. F. Gutiérrez & M. Gutiérrez (eds.) Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes. Springer Science-Business Media Dordrecht 2014. p. 63:69.
- VIDAL-ROMANÍ JR, VILAPLANA JM (1984) Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 7:305-324.
- VITEK, J. (1983). Classification of pseudokarst forms in Czechoslovakia. International Journal of Speleology, 13, 1-18.
- VIVEEN W., SCHOORL, J.M., VELDKAMP, J.M.A., VAN BALEN, R.T., DESPRAT, S. & VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2013). Reconstructing the interacting effects of base level, climate and tectonic uplift in the Lower Miño River terrace record: a gradient modelling evaluation. Geomorphology 186: 96-118.
- WASSERMAN, P.D. (1989). Neural computing. Theory and Practice. Van Nostrand Reinhold. New York.
- WENTWORTH, C.K. (1944): Potholes, pits and pans: subaerial and marine. *Journal of Geology*, 52, 117-130.
- WHIPPLE, K.X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annual Reviews Earth Planet. Sci. 2004. 32:151-85
- WHIPPLE, K.X.; HANCOCK, G.S.; ANDERSON, R.S. (2000): River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *GSA Bulletin*, 112(3), 490-503.
- WIDMER, Urs (1998) - LECHUGUILLA, Jewel of the underground. Published by Speleo Projects. USA.

BIBLIOGRAFÍA

- WILLIAMS, D.W. (1992). Lava Tube Formation: A Cave Diver's Perspective. Proceedings of the Sixth International Symposium on Vulcanospeleology. Hilo, Hawaii, August 1991. pp:252.
- WILLIAMS, J.A & DWYER-JOYCE, R.S. (2001). Chapter 3 - Contact Between Solid Surfaces. Incluido en Modern Tribology Handbook. Volume Two-Materials coatings and industrial applications. Edited by Bharat Bhushan. CRC Press.
- WILLIAMS, K.E.; McKAY, C.P.; TOON, O.B. & HEAD, J.W. (2010). Do ice caves exists on Mars?. ICARUS 209 (2010) 358-368
- WRAY, ROBERT A.L. (1997). Quartzite dissolution: Karst or pseudokarst? Cave and Karst Science 24(2). pp:81-86.
- XUNTA DE GALICIA (1999). Atlas Climático de Galicia.
- ZHANG, Q & LI, H. (2007). MOEA/D: A Multiobjective Evolutionary Algorithm Based on Decomposition. IEEE TRANSACTIONS ON EVOLUTIONARY COMPUTATION, VOL. 11, NO.6, DECEMBER 2006. pp:712-731

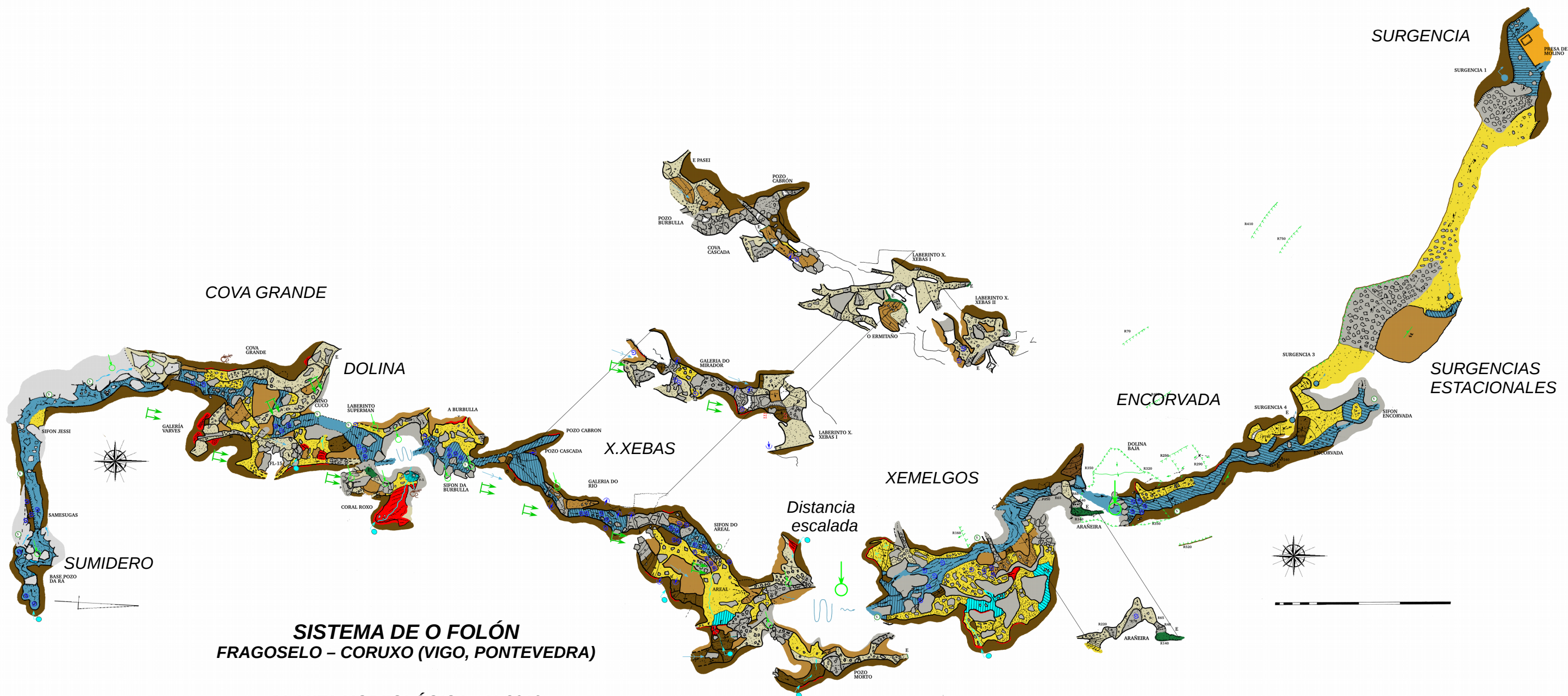
INVENTARIO DE CAVIDADES EN ROCAS PLUTÓNICAS

Nombre	Lugar	Estado/Provincia	País	Desarrollo	Desnivel
<i>Tchitundu-Hulu</i>	Morro do Tchitundu-Hulo		Angola		
<i>Alero Salamanca de Oyola</i>	Oyola	Catamarca	Argentina		
<i>La Sixtina</i>	Sierra de El Alto – Ancasti	Catamarca	Argentina		
<i>El Hornero</i>	Sierra de El Alto – Ancasti	Catamarca	Argentina		
<i>Cueva de Oyola (1-10)</i>	Sierra de El Alto – Ancasti	Catamarca	Argentina		
<i>La cueva de la Laguna Brava</i>	Punilla	Cordoba	Argentina	100	
<i>Alero Cueva del Indio</i>	Mina Clavero	Córdoba	Argentina		
<i>Cueva del Jote</i>		Córdoba	Argentina		
<i>Rio Subterráneo de la Hornilla</i>	Pampa de Achala	Córdoba	Argentina		
	Pichi Picún Leufú	Patagonia	Argentina		
<i>Crombie's Cave</i>	Amidale	New South Wales	Australia	>175	
<i>Goolie Cave</i>	Rockhampton, Morinish	Queensland	Australia	600	120
<i>Hogans Hole</i>	Wallangarra, Wyberba	Queensland	Australia	180	
<i>Underground Creek Cave</i>	Girrawen National Park	Queensland	Australia		
<i>Eden Valley Shelters</i>	Kaiserthuhl Conservation Park	South Australia	Australia		
<i>No name</i>	Deep Glen Bay	Tasmania	Australia		
<i>Armageddon Cave</i>		Victoria	Australia		
<i>Britannia Creek Cave</i>	Yarra Junction near Warburton	Victoria	Australia		
	Sanford Rocks Nature Reserve	Western Australia	Australia		
<i>Eaglestone Rock Cave</i>	Granite Outcrops in Wheatbelt	Western Australia	Australia		
<i>Koberbin Rock Cave</i>	Granite Outcrops in Wheatbelt	Western Australia	Australia		
<i>Elachbutting Rock Cave (King's Cave)</i>	Granite Outcrops in Wheatbelt	Western Australia	Australia		
<i>Bunjil's Shelter</i>		Victoria	Australia		
<i>Glen Nayook</i>	Tarago River East Branch	Victoria	Australia	>100	
<i>Labertouche Cave</i>	Labertouche	Victoria	Australia	200	-38.003
<i>Mt. Buffalo Underground River Cave</i>	Mt. Buffalo National Park	Victoria	Australia	400	
<i>Underground River Cave</i>		Victoria	Australia		
<i>Mulka's Cave</i>	Hyden	Western Australia	Australia		
<i>Cave Hill</i>	Holland Tack, WA	Western Australia	Australia		
<i>Frenchman's Peak Hole</i>	Frenchman's Peak	Western Australia	Australia		
<i>Stubnerkogelkluthöhle</i>		Salzburg	Austria	134	13
<i>Saubachhöhle, obere</i>	Yspertal	Austria	Austria	280	35
<i>Saubachhöhle, untere</i>	Yspertal	Austria	Austria	500	36
<i>Abrigo do Pedrao</i>	Heliodora/Fazenda do Pedrao	Minas Gerais	Brazil		
<i>Caverna da Ferraria ou do Varisto</i>	Munhoz/Barrio da Ferraria	Minas Gerais	Brazil		
<i>Gruta da Bela Vista</i>	Tupacigara/Fazenda Bela Vista	Minas Gerais	Brazil		
<i>Gruta da Clarabola</i>	Aluruoca	Minas Gerais	Brazil	26,5	2,7
<i>Gruta de Munhoz</i>	Munhoz/Fazenda do Dito	Minas Gerais	Brazil		
<i>Gruta do Cucuruto</i>	Heliodora/Serra do Cucuruto	Minas Gerais	Brazil		
<i>Gruta do Pedrao I</i>	Heliodora/Fazenda do Pedrao	Minas Gerais	Brazil		
<i>Gruta do Pedrao II</i>	Heliodora/Fazenda do Pedrao	Minas Gerais	Brazil		
<i>Gruta do Rio de Peixe I</i>		Minas Gerais	Brazil	113	
<i>Gruta Pedacinho do Céu (I-II-III)</i>	Munhoz	Minas Gerais	Brazil	50,5	5
<i>Toca do Vento</i>	Açucena/Açucena	Minas Gerais	Brazil		23
<i>Gruta Paulo e Virginia</i>		Rio de Janeiro	Brazil	94	
<i>Gruta do Quarto Patamar</i>	Santo André	São Paulo	Brazil	350	36
<i>Sistema do Quebra Corpo (I-II-III)</i>	Socorro	São Paulo	Brazil	89	2
<i>Caverna da Guacra</i>		São Paulo	Brazil	66	
<i>Gruta Andorinhas do Anhangava</i>		São Paulo	Brazil	148	
<i>Gruta da Chacina</i>		São Paulo	Brazil	384	
<i>Gruta do Quarto Divisão</i>		São Paulo	Brazil	130	
<i>Gruta da Serraria</i>		São Paulo	Brazil	190	
<i>Gruta das Andorinhas</i>		São Paulo	Brazil	56	
<i>Toca dos Índios</i>		São Paulo	Brazil	160	
<i>Grotte de la Diaclase</i>		Centre Region	Cameroon	30	
<i>Grotte de Mézessé</i>		Centre Region	Cameroon	57	15
<i>Grotte de Mfouda</i>		Centre Region	Cameroon	41	
<i>Grotte de Nkolbisson-Pharmacie</i>		Centre Region	Cameroon	117	
<i>Grotte des Chauves-Souris</i>		Centre Region	Cameroon	50	
<i>Grotte de Linté n°1</i>		Centre Region	Cameroon	100	
<i>Grotte de Linté n°2</i>		Centre Region	Cameroon	95	
<i>Bat Cave</i>	Thundar Bay	Ontario	Canada	126	
<i>Trou de la Fée</i>		Québec	Canada	100	
<i>Cave Camp "House of Stone"</i>	Futaleufu River		Chile		
<Varías cuevas>	Mount Huangshan	Anhui Province	China		
<i>Mysterious Cave</i>	Tianzhushan Geopark	Anhui Province	China		
<52 cuevas>	Tianzhunsan Geopark	Anhui Province	China		
<i>Chuihong Cave</i>	Queshi Scenic Area	Guangdong Province	China	1200	

Anexo 2. Cartografía morfológica



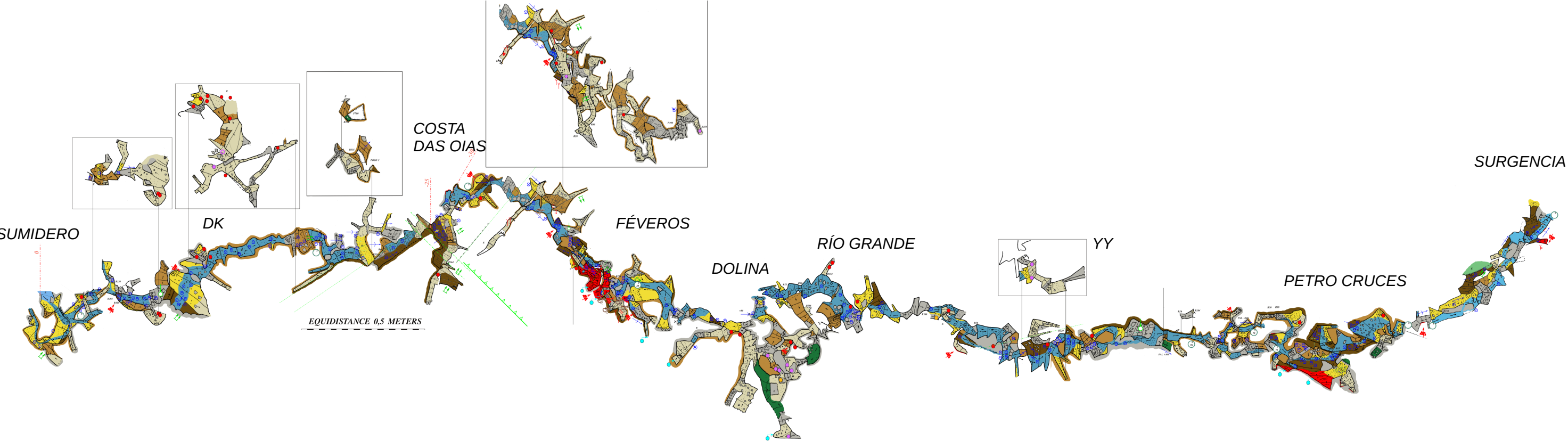
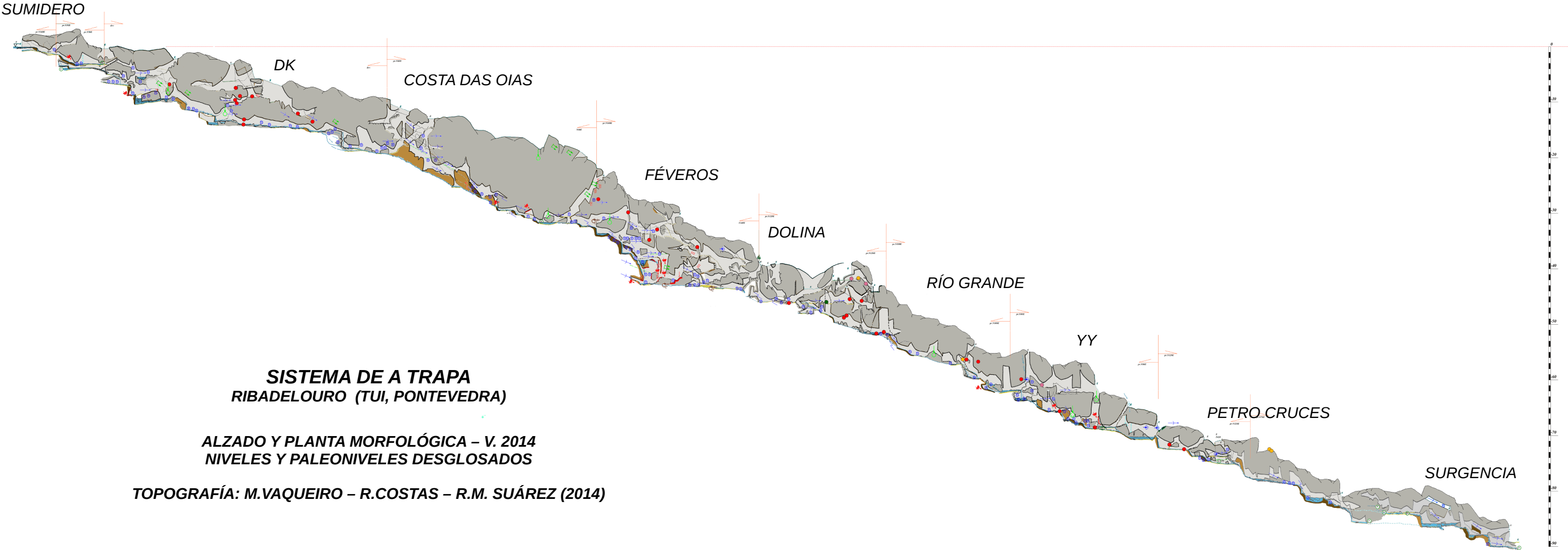
Posiblemente tres de los espeleólogos con más metros topografiados en cuevas plutónicas: Alf Sidén (en el centro), topógrafo de sistemas como Bodagrottor y Höllick Cave en Suecia. Reinaldo Costas (izquierda) y Marcos Vaqueiro (derecha), con más de 86 proyectos topográficos realizados entre los que se incluyen los sistemas en granitos de O Folón, A Tra-pa y Albarelllos en España

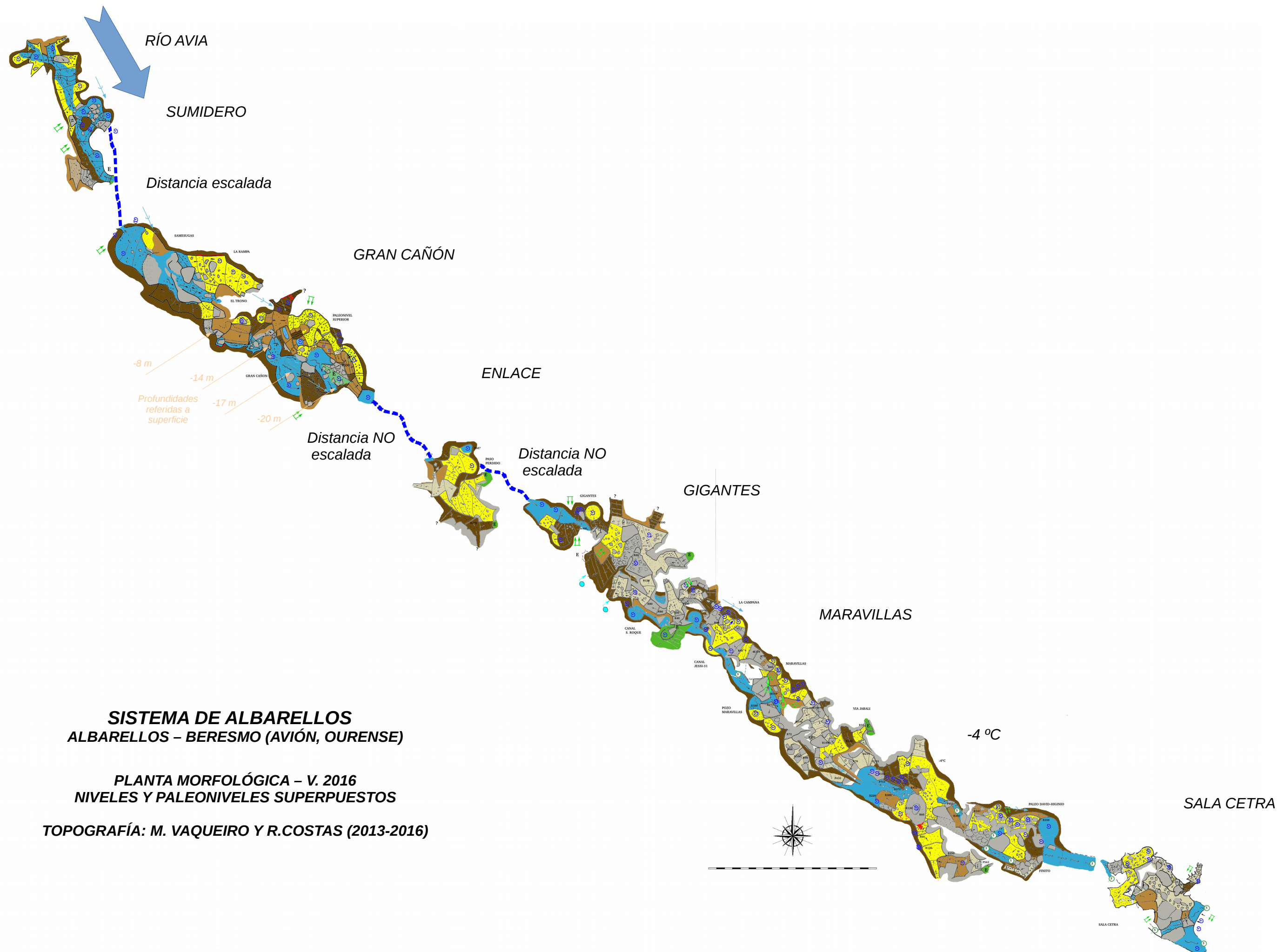


**SISTEMA DE O FOLÓN
FRAGOSELO – CORUXO (VIGO, PONTEVEDRA)**

**PLANTA MORFOLÓGICA – V. 2016
NIVELES Y PALEONIVELES DESGLOSADOS**

TOPOGRAFÍA: VV.AA. 1994-2016





SISTEMA DE ALBARELLOS
ALBARELLOS – BERESMO (AVIÓN, OURENSE)

PLANTA MORFOLÓGICA – V. 2016
NIVELES Y PALEONIVELES SUPERPUESTOS

TOPOGRAFÍA: M. VAQUEIRO Y R.COSTAS (2013-2016)

